



Mesure et analyse de la dynamique temporelle des flux solides dans les petits bassins versants. Cas d'un bassin versant agricole en région d'élevage (Le Moulinet, Basse-Normandie, France)

Amphone Vongvixay

► **To cite this version:**

Amphone Vongvixay. Mesure et analyse de la dynamique temporelle des flux solides dans les petits bassins versants. Cas d'un bassin versant agricole en région d'élevage (Le Moulinet, Basse-Normandie, France). Ingénierie de l'environnement. INSA de Rennes, 2012. Français. NNT: . tel-00688884

HAL Id: tel-00688884

<https://theses.hal.science/tel-00688884>

Submitted on 18 Apr 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

N° d'ordre : **D 12-06**

Thèse de l'INSA de Rennes

En collaboration avec l'INRA de Rennes

Sous le sceau de l'Université européenne de Bretagne

pour obtenir le titre de

Docteur de l'INSA de Rennes

Spécialité Génie Civil

Ecole doctorale Science De La Matière

présentée par

Amphone VONGVIXAY

**Mesure et analyse de la dynamique temporelle des flux solides dans les
petits bassins versants**

**Cas d'un bassin versant agricole en région d'élevage (Le
Moulinet, Basse-Normandie, France)**

Thèse soutenue le 8 mars 2012

devant le jury composé de :

Daniel DELAHAYE
Nicolas GRATIOT
Alain CRAVE
Philippe LAGUIONIE
Keld RASMUSSEN
Mustapha HELLOU
Catherine GRIMALDI
Pascal DUPONT

Professeur Université Caen / Président / Rapporteur
Chargé de recherche IRD Grenoble / Rapporteur
Chargé de recherche CNRS Rennes / Examineur
Ingénieur IRSN Cherbourg / Examineur
Professeur Université Aarhus Danemark / Examineur
Professeur INSA Rennes / Directeur de thèse
Directrice de recherche INRA Rennes / Co-directrice de thèse
Maitre de conférences INSA Rennes / Co-encadrant/Membre invité

REMERCIEMENTS

Ces travaux de thèse ont été réalisés dans le laboratoire Génie Civil – Génie Mécanique – Equipe Géologie de l'Ingénieur et de l'Environnement (LGCGM) de l'INSA de Rennes et dans l'équipe Dynamique de l'Eau et des éléments associés dans les Bassins versants Agricoles (DEBA) à l'UMR SAS de l'INRA de Rennes.

Tout d'abord, je tiens sincèrement à remercier et adresser mes profonds respects à Madame Catherine GRIMALDI (UMR SAS, INRA de Rennes) et Monsieur Mustapha HELLOU (INSA de Rennes) pour m'avoir proposée et poussée à réaliser cette thèse. Merci pour le temps qu'ils m'ont consacré, pour leur suivi et la confiance dans mon travail en tant que directeurs de thèse. Mes remerciements vont également à Monsieur Pascal DUPONT (INSA de Rennes) pour sa précieuse aide scientifique.

Je voudrais également exprimer toute ma gratitude à Monsieur Nicolas GILLIET (INRA de Rennes), pour son aide et sa contribution aux mesures et à tous les travaux sur le terrain au cours de ces trois années. J'adresse tous mes remerciements à Monsieur Alain JIGOREL et Monsieur Jean-Luc METAYER pour m'avoir accompagnée dans mon travail de mesures sur le terrain, les conseils et l'aide technique pour les essais au granulomètre laser. Merci également aux autres membres du laboratoire GCGM : Monsieur Jean-Yves BROSSAULT pour ses compétences dans le domaine des mesures des teneurs en matière organiques, ainsi qu'à Monsieur Frank PAVOINE pour son aide à la réalisation des traitements et des mesures granulométriques par tamisage. Merci enfin à Monsieur Vincent HALLAIRE (INRA Rennes) pour la détermination des indices de forme des crues.

Je suis également reconnaissante à tous les membres de Comité de pilotage pour leur participation de près ou de loin à cette thèse : Madame Anne-Sophie SUSPERREGUI (INSA de Rennes), Madame Chantal GASCUEL (INRA de Rennes) et Monsieur Hamdi RAISSI (INSA de Rennes).

Je voudrais remercier toutes les personnes qui ont accepté d'être rapporteurs et examinateurs de cette thèse :

- Monsieur Daniel DELAHAYE Professeur Université Caen / *Rapporteur / Président du jury*
- Monsieur Nicolas GRATIOT Chargé de recherche IRD Grenoble / *Rapporteur*
- Monsieur Alain CRAVE Chercheur CNRS Rennes / *Examineur*
- Monsieur Philippe LAGUIONIE Ingénieur IRSN Cherbourg / *Examineur*
- Monsieur Keld RASMUSSEN Professeur Univ. Aarhus Danemark / *Examineur*

Toutefois, je tiens à souligner que ce travail n'aurait pas pu être mené à bien sans les contributions essentielles qui m'ont été apportées d'une manière ou d'une autre par de

nombreuses personnes. Je ne saurais donc terminer cette liste sans adresser mes remerciements à:

- Tous les membres de l'IRD au Laos et Monsieur Oloth SENGTAHEUANGHOUNG (NAFRI - Laos) pour les données concernant la gestion d'érosion du sol et des ressources en eau dans les régions montagneuses du Laos.
- L'Ambassade de France au Laos pour le soutien financier tout au long de mes 3 années d'études en France pendant 3 ans.
- Tous les membres d'équipe de mobilité internationale du CROUS de Rennes.
- Tous les membres des équipes de l'UEB, de l'INSA, de l'INRA et de l'Ecole Doctorale - SDLM pour leur accueil chaleureux, leur bonne humeur ...

Ensuite, je souhaite remercier Monsieur Bounthamaly SYNAKONE (INSA de Rennes) pour le temps qu'il m'a consacré pour approfondir mon français, ainsi que pour son soutien moral, intellectuel et matériel pendant toute de la période de mes séjours à Rennes.

Enfin, je remercie particulièrement ma famille, mes proches et mes amis qui m'ont supportée et stimulée pour résoudre tous les difficultés tout au long de mon séjour en France.

Résumé

La gestion et la maîtrise de la qualité des cours d'eau passent par une bonne connaissance des flux de Matières En Suspension (MES), leur quantité, leur origine et leur dynamique au cours du temps. Cette thèse s'intéresse, d'une part, à la mesure et à la description des flux de MES dans un petit bassin versant agricole, d'autre part, à leur mise en relation avec les origines des MES, les déterminants climatiques et l'ordre des cours d'eau. Les flux de MES sont suivis depuis plusieurs années à l'exutoire du bassin versant du Moulinet (4,5 km², Basse-Normandie) ; l'Oir, rivière d'ordre supérieur (bassin de 87 km²), a été instrumentée dans le cadre de cette thèse. Outre la mesure du charriage qui permet de déterminer le critère de mobilisation des particules du fond du ruisseau, la mesure des [MES] à partir de la turbidité a été approfondie. La dynamique temporelle des MES a été analysée par différentes approches (relation [MES]-débit, statistique, modélisation) à différentes échelles de temps (année, saison et mois, jour, crue).

Sur le Moulinet, la tension réduite de frottement critique de Shields, τ_{*cr} , est de 0,052. Avec cette tension critique, les limons et argiles sont quasiment toujours mobiles, et les sédiments de diamètre médian 8 mm sont susceptibles d'être mis en suspension pour les débits supérieurs à 75 l/s, soit plus de 75% du temps. Au laboratoire, nous avons montré que le turbidimètre est très sensible à la concentration des particules les plus fines (argiles, limons fins), y compris lorsque celles-ci sont mélangées à des particules plus grossières. La turbidité spécifique (rapport entre turbidité et [MES]) varie linéairement avec l'inverse du diamètre moyen des particules. Son évolution au cours des fortes crues témoigne de la mobilisation de MES plus grossières en montée de crue qu'en décrue.

Sur le Moulinet, les flux solides annuels sont de l'ordre de 60 t/km², avec une double origine : (1) un stock de sédiments dans le fond du cours d'eau et provenant des berges dégradées par le bétail, maximum à la fin de l'été, remis en suspension en automne, moins important en hiver ; (2) l'érosion des versants produisant des flux de MES pouvant être très importants en octobre ou en mai, liées à des pratiques agricoles à risque (labour avant céréales d'hiver ou de printemps). Au cours des crues, la concentration maximale en MES est mieux corrélée à la vitesse de montée du débit qu'au débit maximal. Les relations univoques entre le flux solide Q_s et le débit Q correspondent à la remise en suspension d'un stock de sédiments non limitant. Les relations d'hystérésis horaire correspondent à la remise en suspension d'un stock dont la disponibilité diminue plus l'érosion des sols se met rapidement en place pendant la montée de crue. Pour toute année la relation entre Q_s et Q moyen journalier est grande dispersée et n'est pas représentée par une loi puissance $Q_s = aQ^b$ unique.

Une première comparaison entre le Moulinet et l'Oir montre que malgré un fonctionnement hydrologique similaire, le Moulinet est plus productif en MES que l'Oir et plus réactif à l'échelle de la crue.

Mots clés: Bassin versant d'élevage, Matières en suspension, Turbidité, Relation [MES]-débit, Climat, Modélisation, ACP, Crue.

Abstract

The monitoring of the suspended sediment concentration (SSC) in rivers is essential for the management and control of the quality of waterways. Moreover, the knowledge about the SS sources is important to establish a good support framework to measure and model the solid flux. The study was performed on the Moulinet and the Oir streams watershed, in Basse-Normandie region. The watershed area is 4,53 km² and 87 km² respectively. In these catchments, agriculture is moderately intensive, with mostly dairy farming. The main objectives are: 1) to measure and describe the temporal dynamics of the SSC, and 2) to relate these dynamics with the SS origins, the climatic determinants and the stream's order.

In the Moulinet stream, sediments deposited in the bed are good classified with a grain median between 0,6 and 10 mm depending on location. The shield's critical parameter, τ_{*cr} , is 0,052. With this critical parameter sediment with a median diameter of 8 mm will be resuspended for a discharge greater than 75 l/s. The laboratory experimentation showed that turbidity varies linearly with the SSC for a given particle size. The turbidity increases more quickly with the concentration since the particles are fines. The ratio Turbidity/SSC is referred to "specific turbidity", which essentially depends on the particle size and is higher when particles are fines. The specific turbidity varies linearly with the inverse of the mean particle diameter. The specific turbidity of a mixture is the sum of the specific turbidity associated with each size fraction, weighted by their proportion in the mixture. The specific turbidity is comparable or slightly higher in the field and laboratory.

Suspended sediment sources in the Moulinet were identified and quantified by different approaches: examine the relationship SSC-discharge, statistical analysis and modeling. The supply of sediment to stream comes from: 1) areas near the stream and the stream's bank erosion. This stock is easily mobilized in late summer, resuspended in the autumn and is less important in the winter; 2) watershed erosion. This source causes the very high of solid flux during certain months of October and May could be due to hydrological favorable condition to erosion, or related to timing of land use and agricultural practices in the watershed, either extreme climatic condition.

The hydrological response of the two basins seems generally the same type, despite the size of the watershed and the order of the stream increase. However, in the flood scale, to priori similar rainfall, the Moulinet watershed is more active than the Oir, with a response time shorter to rain. The specific annual solid flux calculated on the Moulinet is higher than on the Oir. In these two streams there is a large dispersion of the relationship between solid flux, Q_s , and the daily average water discharge, Q . The relationship is not represented by the only power law $Q_s = aQ^b$.

Key words: Suspended sediment, Turbidity, Specific turbidity, Solid flux, PCA, Modeling, and Flood.

TABLE DES MATIERES

Chapitre I:	INTRODUCTION GENERALE.....	1
Chapitre II:	MATERIELS ET METHODES	
1.	Site d'étude: les bassins versants du Moulinet et de l'Oir.....	7
2.	Conditions géologiques et pédologiques.....	8
2.1.	Bassin versant du Moulinet.....	8
2.2.	Bassin versant de l'Oir.....	9
3.	Climat et occupation du sol.....	9
3.1.	Bassin versant du Moulinet.....	10
3.2.	Bassin versant de l'Oir.....	12
4.	Mesures du débit et des concentrations des MES sur le Moulinet....	12
4.1.	Mesure du débit.....	13
4.2.	Mesure des concentrations en MES.....	13
4.2.1.	Mesure de turbidité.....	14
4.2.2.	Prélèvements pour l'étalonnage du turbidimètre.....	15
4.2.3.	Mesure des concentrations de MES au laboratoire par filtration.....	15
4.2.4.	Etablissement de la relation d'étalonnage entre turbidité et concentration des matières en suspension.....	16
4.2.5.	Sources d'incertitude des mesures des débits et MES.....	18
4.2.6.	Récapitulatif des périodes d'étude et des méthodes de mesure des MES utilisées dans les différents chapitres de la thèse	18
Chapitre III:	MESURE DU DEBIT SOLIDE PAR CHARRIAGE	
1.	Introduction.....	21
2.	Matériels et méthode.....	22
2.1.	Site d'étude.....	22
2.2.	Matériels.....	23
2.3.	Méthode.....	24
2.3.1.	Prélèvement des sédiments.....	24
2.3.2.	Analyse granulométrique.....	25
2.3.3.	Calcul du flux solide charrié.....	26
2.3.4.	Mouvements et dépôts des particules	29
3.	Résultats et discussions.....	30
3.1.	Nature et granulométrie des sédiments prélevés sur le site étudié.....	30
3.2.	Granulométrie des sédiments piégés	33
3.3.	Mesure et influence de la matière organique.....	36
3.4.	Seuil théorique de mise en mouvement.....	38
3.5.	Analyse des mesures de mobilisation des particules.....	38
3.6.	Flux solide grossier transporté par charriage.....	41
3.7.	Détermination du débit d'eau critique de mouvement.....	42

4.	Conclusion.....	43
-----------	------------------------	-----------

Chapitre IV: RELATION ENTRE TURBIDITE ET CONCENTRATION DES M.E.S EN FONCTION DE LEUR GRANULOMETRIE

1.	Introduction.....	47
2.	Matériels et méthodes.....	50
2.1.	Matériels.....	50
2.2.	Expérimentations au laboratoire.....	51
2.2.1.	Matériaux utilisés.....	51
2.2.2.	Préparation des solutions et protocole de mesure.....	52
2.3.	Observations in situ.....	52
2.3.1.	Prélèvements au cours des crues.....	52
2.3.2.	Analyse granulométrique des MES au cours des crues.....	53
2.3.2.1	Analyse granulométrique sans destruction de la matière organique....	54
2.3.2.2	Analyse granulométrique après destruction de la matière organique...	54
3.	Résultats et discussions.....	54
3.1.	Expérimentations au laboratoire.....	54
3.1.1.	Effet de la taille des particules sur la turbidité.....	54
3.1.2.	Effet de la taille des particules sur la turbidité dans le cas d'un mélange bi-dispersé.....	55
3.1.3	Mise en relation de la turbidité spécifique avec le diamètre moyen des particules.....	57
3.2.	Observations in situ à l'échelle de la crue.....	59
3.2.1.	Variation de la turbidité spécifique au cours des crues.....	59
3.2.2.	Variation de la granulométrie au cours des crues.....	62
3.2.3	Mise en relation de la turbidité spécifique avec la distribution granulométrique au cours des crues.....	65
3.2.3.1	Comparaison des mesures avec et sans destruction de la matière organique.....	66
3.2.3.2	Sensibilité du granulomètre laser aux particules les plus grossières...	67
4.	Discussion générale et conclusion.....	68

Chapitre V: PRÉSENTATION GÉNÉRALE DE LA DYNAMIQUE TEMPORELLE DES FLUX DE M.E.S. DANS LE MOULINET

1.	Introduction.....	73
2.	Bilans annuels et variabilité interannuelle de la pluviosité, des flux hydriques et de MES.....	74
2.1.	Pluviosité annuelle.....	74
2.2.	Flux d'eau annuels.....	74
2.3.	Flux solides annuels.....	76

3.	Variabilité intra-annuelle de la pluviosité, des flux hydriques et des matières en suspension.....	76
3.1.	A l'échelle mensuelle et saisonnière	76
3.2.	A l'échelle journalière	79
3.2.1	Description statistique	79
3.2.2	Part des événements les plus intenses.....	81
4.	Variabilité de la relation entre le débit solide Q_s et le débit Q.....	83
4.1.	A l'échelle mensuelle.....	83
4.2.	A l'échelle journalière.....	84
5.	Conclusion.....	85

Chapitre VI: QUANTIFICATION PAR MODELISATION DES SOURCES DE MES AU COURS DES CRUES

1.	Introduction.....	89
2.	Matériels et méthodes.....	91
2.1.	Le site d'étude.....	91
2.2.	Acquisition des données utilisées.....	91
2.2.1	Mesure du débit.....	92
2.2.2	Mesure des concentrations en MES.....	92
2.3.	Relation entre le débit (Q) et le débit solide (Q_s) à l'échelle de la crue.....	92
2.4.	Modélisation.....	93
2.4.1.	Hypothèses du modèle.....	94
2.4.2.	Représentation mathématique du model.....	94
3.	Résultats.....	95
3.1.	Typologie de la relation $Q_s - Q$ des crues modélisées.....	95
3.2.	Modélisation et origines des MES au cours des crues.....	98
3.2.1.	Stock non limitant des sédiments au fond du cours d'eau.....	98
3.2.2	Stock limitant des sédiments au fond du cours d'eau.....	99
3.2.3.	Stock limitant des sédiments au fond du cours d'eau et érosion des versants.....	100
3.3.	Estimation des paramètres issus du modèle.....	102
4.	Discussion et conclusion.....	104

Chapitre VII: ANALYSE STATISTIQUE DE LA VARIABILITE TEMPORELLE DES CRUES ET DES RELATIONS ENTRE PLUIE, DEBIT ET MATIERES EN SUSPENSION SUR LE MOULINET

1.	Introduction.....	109
2.	Matériel et méthode.....	110
2.1.	Site d'étude.....	110
2.2.	Méthodologie.....	111
3.	Résultats.....	115

3.1. Statistique descriptive des variables utilisées.....	115
3.1.1. Variables liées à la pluie.....	117
3.1.2. Variables liées au débit.....	118
3.1.3. Variables liées aux MES.....	119
3.1.4. Variables liées au temps.....	120
3.2. Analyse de la variabilité et saisonnalité des crues.....	121
3.2.1. Variabilité des pluies produisant des crues.....	121
3.2.2. Variabilité des débits.....	124
3.2.3. Variabilité de la concentration en MES.....	127
3.2.4. Variabilité des débits en fonction des pluies.....	129
3.2.5. Variabilité des concentrations en MES en fonction des débits.....	130
3.2.6. Identification des crues les plus productives de MES	131
3.3. Analyse de la variabilité et typologie des crues.....	132
4. Discussion et conclusion.....	134
 Chapitre VIII: DYNAMIQUE TEMPORELLE DES MATIERES	
EN SUSPENSION SUR L'OIR	
Premiers éléments de comparaison avec le Moulinet	
1. Introduction.....	141
2. Site d'étude: le bassin versant de l'Oir.....	142
3. Matériels et méthodes	142
3.1. Mesure du débit.....	143
3.2. Mesure des concentrations en MES.....	145
3.2.1. Mesure de turbidité.....	145
3.2.2. Etablissement de la relation d'étalonnage entre la turbidité et la concentration en matière en suspension.....	145
4. Résultats	146
4.1. Relation d'étalonnage entre la hauteur d'eau et le débit.....	146
4.2. Relation d'étalonnage entre la turbidité et la concentration en MES.....	148
4.3. Bilans annuels, variabilité mensuelle et saisonnière des flux d'eau et de MES..	148
4.4. Variabilité journalière des flux d'eau et de MES.....	151
4.5. Relation entre les débits solides Qs et les débits Q journaliers.....	153
5. Discussion et conclusion.....	154
Conclusion générale.....	157
Annexe A1:	165
Annexe A2:	179

TABLE DES FIGURES

Chapitre I: INTRODUCTION GENERALE

Figure 1.1 : Bassin versant de Houy Pano après la déforestation des zones de culture pour des pratiques d'agroforesterie 2007 (Laos).....3

Figure 1.2 : Phénomène d'érosion dû au ruissellement avec une forte pente, a) sur le bassin versant de Houy Pano, 2007 (Laos), et b) bassin versant Kervidy-Nazin (Bretagne-France)..3

Chapitre II: MATERIELS ET METHODES

Figure 2.1 : Localisation des bassins versants du Moulinet et de l'Oir.....7

Figure 2.2 : Carte géologique des bassins versants du Moulinet et de l'Oir (Langevin et al, 1984).....9

Figure 2.3 : a) Répartition de la pluviosité entre 1968 et 2010 ; b) Température moyenne mensuelle entre 1992-2009.....10

Figure 2.4 : Occupation du sol dans le bassin versant du Moulinet en 2008 (Dumas, 2009)..10

Figure 2.5 : Réseau des haies dans le bassin versant du Moulinet (Lefrançois, 2007).....10

Figure 2.6 : Prairies et élevage sur le bassin versant du Moulinet.....11

Figure 2.7 Localisation des 9 parcelles à risque de transfert de MES au cours d'eau : parcelles de céréales directement connectée au ruisseau ou connectée par une surface imperméable (Doray, 2008).....11

Figure 2.8 : Paysage et occupation du sol du bassin versant de l'Oir (Chambre d'Agriculture de la Manche, 2000).....12

Figure 2.9 : Station de mesure du débit et de la turbidité sur le Moulinet.....13

Figure 2.10 : Fixation du turbidimètre sur le Moulinet14

Figure 2.11 : Préleveur automatique utilisé.....15

Figure 2.12 : Matériels de filtration des échantillons d'eau prélevés.....16

Figure 2.13 : Corrélation entre la concentration en MES et la turbidité dans le Moulinet, toutes conditions confondues (à gauche) et au cours de quelques crues (à droite).....16

Figure 2.14 : Droites d'étalonnage calculées pour les valeurs moyennes des 12 classes.....17

Figure 2.15 : Débit et turbidité mesurés, et concentration des MES estimées de janvier à mars 2008 dans le Moulinet.....17

Chapitre III: MESURE DU DEBIT SOLIDE PAR CHARRIAGE

Figure 3.1 : Dispositif de mesure du charriage en fond de rivière.....23

Figure 3.2 : Installation du piège à la station de mesure hydrologique du Moulinet.....23

Figure 3.3 : Etat du fond du cours d'eau du Moulinet (photos prises le 15/03/2011).....	24
Figure 3.4 : Initiation du mouvement (diagramme de Shields-Yalin) (Graf, 2000).....	24
Figure 3.5 : Schéma du Moulinet vu de dessus avec le chenal de mesure et les points de prélèvement des échantillons	29
Figure 3.6 : Exemple d'échantillons piégés au fond du Moulinet.....	30
Figure 3.7: Courbes granulométriques cumulées des échantillons prélevés le 26/10/2010...	32
Figure 3.8: Courbes granulométriques cumulatives des échantillons piégés (26/02/2010, 25/03/2010, 08/04/2010, 05/07/2010 et 06/10/2010).	33
Figure 3.9 : Comparaison des courbes granulométriques des sédiments du Moulinet piégés (25/3/2010, 6/10/2010) et prélevés (26/10/2010).	33
Figure 3.10: Courbes granulométriques des distributions en volume de la fraction fine (<500 microns) des échantillons piégés (26/2/10, 25/03/10 et 08/04/10, 05/07/10 et 06/10/10)...	34
Figure 3.11 : Proportion des sédiments piégés du Moulinet (26/2/10, 25/3/10, 8/4/10, 5/7/10, 6/10/10, 16/11/10, 7/12/10, 23/12/10, 25/1/11 et 24/2/11).....	34
Figure 3.12 : Proportion des sédiments piégés du Moulinet (30/4/10, 20/5/10, 10/6/10, 13/9/10 et 26/10/10).....	35
Figure 3.13 : Courbe granulométrique moyenne des tous les sédiments piégés : courbe cumulée (a) ; courbe partielle (b) (< 500 μm).....	36
Figure 3.14 : Pourcentage de matière organique des sédiments piégés du Moulinet.....	36
Figure 3.15 : Courbes granulométriques partielles volumiques de la fraction fine (<500 microns) des échantillons prélevés (avec matières organiques) le 26/10/2010.....	37
Figure 3.16: Courbes granulométriques partielles volumiques de la fraction fine (<500 microns) des échantillons prélevés (sans matière organique) le 26/10/2010.....	37
Figure 3.17 : Shields ou tension réduite de frottement, τ^* , en fonction du diamètre réduit du granulat, d_* , calculé sur le diamètre d_{50} ou d_{90} ou d_{max} du sédiment piégé et d_{grossier} du sédiment prélevé.	40
Figure 3.18 : Exemples de la série temporelle du flux solide calculé au Moulinet à l'échelle d'une crue pour la fraction de diamètre supérieur à d_{90}	42
Figure 3.19 : Relation entre le débit maximal et la masse solide piégée du Moulinet.....	42
Figure 3.20 : Relation entre le débit maximal et la hauteur d'eau mesurés.....	43
 Chapitre IV: RELATION ENTRE TURBIDITE ET CONCENTRATION DES M.E.S EN FONCTION DE LEUR GRANULOMETRIE	
Figure 4.1 : Appareils utilisés : a) Turbidimètre Ponselle, b) Granulomètre laser.....	51
Figure 4.2 : Sédiments du Moulinet.....	51

Figure 4.3 : Obtention des fractions granulométriques fines pour les sédiments : à gauche avant décantation, à droite après décantation.....	52
Figure 4.4 : Relation entre la turbidité et la concentration des MES pour différentes tailles de sédiments en μm	55
Figure 4.5: Relation entre la turbidité, la turbidité spécifique et la concentration des MES pour deux types de particules de granulométrie contrastée et pour leur mélange.....	56
Figure 4.6 : Relation entre le taux de particules 100-200 μm dans le mélange (x de l'équation 5.6 exprimé en %) et la turbidité spécifique du mélange, mesurée (en bleu) et modélisée (en violet).....	56
Figure 4.7 : Comparaison de la distribution granulométrique cumulée en volume (Q3), en surface (Q2) et en nombre (Q0) ; exemple d'un sédiment prélevé le 23/03/2011 dans le Moulinet.....	57
Figure 4.8 : Relation entre la turbidité et le diamètre moyen $d_{\text{moy}}(Q2)$ en μm du sédiment en fonction de la concentration, c, en mg/l.....	58
Figure 4.9: Relation entre la turbidité spécifique moyenne (FTU/mg/l) et $1/d_{\text{moy}}(Q2)$ (μm^{-1}) pour les sédiments mono-dispersés.....	58
Figure 4.10: Relation entre la turbidité spécifique moyenne (FTU/mg/l) et $1/d_{\text{moy}}(Q2)$ (μm^{-1}) pour le sédiment bi-dispersé.	59
Figure 4.11 : (a) Relation entre la concentration des MES et la turbidité dans le Moulinet utilisée pour l'étalonnage du turbidimètre ; (b) relation entre la concentration des MES et le débit au cours des trois crues.....	59
Figure 4.12 : Variation de la turbidité spécifique en fonction du débit au cours des crues, respectivement a) pour des petites crues, et b) pour des grandes crues.....	60
Figure 4.13 : Variabilité de la turbidité spécifique au cours de crues entre 2008 et 2011.....	61
Figure 4.14 : Relation entre la turbidité spécifique et la concentration en MES au cours de quelques crues du Moulinet.....	62
Figure 4.15 : Distribution granulométrique des MES au cours des crues prélevées entre 2010 et 2011 (distribution en surface sans destruction de matière organique).....	63
Figure 4.16 : a) Place des prélèvements sur l'hydrogramme de crue du 5/6/2011, b) courbes granulométriques cumulées en volume, c) courbes granulométriques cumulées en surface et d) courbes granulométriques partielles en volume (décalées verticalement les unes par rapport aux autres pour plus de lisibilité).....	64
Figure 4.17 : Diamètre moyen, $d_{\text{moy}}(Q2)$, en fonction du débit.....	64
Figure 4.18 : Relation entre la turbidité spécifique et $1/d_{\text{moy}}(Q2)$ des MES pour les prélèvements réalisés au cours des crues en 2010 et 2011.....	65
Figure 4.19 : Courbes granulométriques cumulées en surface avec et sans matière organique des MES au cours de la crue du 5/6/2011 (*MES-SMO : MES sans matière organique).....	66

Figure 4.20 : Relation entre la turbidité spécifique et $1/d_{moy}(Q_2)$ pour les échantillons prélevés au cours de la crue du 5/06/2011, à gauche sans destruction de la MO, à droite après destruction.....67

Chapitre V: PRÉSENTATION GÉNÉRALE DE LA DYNAMIQUE TEMPORELLE DES FLUX DE M.E.S. DANS LE MOULINET

Figure 5.1 : Courbes cumulées de la pluviosité (a), du flux d'eau (b) et du flux solide (c) mensuels pour chacune des années hydrologiques étudiées.....75

Figure 5.2 : Dynamique mensuelle de la pluviosité, des flux hydriques et des flux solides...78

Figure 5.3 : Distribution en box-plots :a) des pluies mensuelles ; b) des débits d'eau mensuels, et c) des flux solides mensuels pour chaque saison, entre octobre 2005 et septembre 2010..79

Figure 5.4 : Distribution en box-plots :a) des pluviosités journalières, b) des débits moyens journaliers, et c) des débits solides moyens journaliers entre octobre 2005 et septembre 2010.....80

Figure 5.5 : Flux d'eau et flux solides transportés annuellement, en 15 jours et en 2 jours, Les pourcentages indiqués représentent la part du flux annuel transportée en 15 jours et en 2 jours.....82

Figure 5.6 : Relation entre le débit solide et le débit moyens mensuels.....83

Figure 5.7 : Corrélation entre $\log Q$ - $\log Q_s$ pour toutes les données journalières en 2007-2008 et de 2005 à 2010.....84

Figure 5.8 : Corrélation entre les valeurs moyennes de Q et Q_s , calculées pour chaque classe de débit 0-30, 30-60, ... en 2007-2008 et de 2005 à 2010.....85

Chapitre VI: QUANTIFICATION PAR MODELISATION DES SOURCES DE M.E.S AU COURS DES CRUES

Figure 6.1 : Typologie des relations flux des MES –flux d'eau durant de crue Williams (1989).....93

Figure 6.2 : Crue univoque : a) variation temporelle du débit d'eau et du débit solide ; b) relation Q_s - Q de la crue du 7/07/2008.....95

Figure 6.3 : Crue à hystérésis horaire asymétrique : a) variation temporelle du débit d'eau et du débit solide ; b) relation Q_s - Q de la crue du 24 /11/ 2010.....96

Figure 6.4 : Crue à hystérésis horaire symétrique : a) variation temporelle du débit d'eau et du débit solide ; b) relation Q_s - Q de la crue du 7 /01/ 2011.....97

Figure 6.5 : Relation HI – IC des crues modélisées du Moulinet.....97

Figure 6.6 : Modélisation des crues du 1 décembre 2007 et du 7 juillet 2008 avec l'hypothèse d'une disponibilité illimitée de sédiments.....98

Figure 6.7 : Modélisation de crues avec une disponibilité limitée des sédiments.....100

Figure 6.8 : Modélisation des crues avec la disponibilité limitée et d'érosion des versants du Moulinet.....102

Chapitre VII: ANALYSE STATISTIQUE DE LA VARIABILITE TEMPORELLE DES CRUES ET DES RELATIONS ENTRE PLUIE, DEBIT ET MATIERES EN SUSPENSION SUR LE MOULINET

Figure 7.1 : Variabilité temporelle du débit et de la pluie entre mars et avril 2008.....115

Figure 7.2 : Variabilité temporelle du débit et des MES entre mars et avril 2008.....115

Figure 7.3 : Fréquence de l'augmentation maximale entre deux mesures ($dP_{max10mn}$), de la pluie cumulée pendant 6 heures avant le début et pendant la montée de crue ($P-6h_{etmont}$) et de la pluie cumulée pendant 7 jours avant le début de la crue ($P-7d$).....117

Figure 7.4 : Fréquence du débit maximal (Q_{max}), de l'augmentation maximale entre deux mesures ($dQ_{max10mn}$), et du débit moyen pendant 7 jours avant le début de la crue ($Q-7d$).....118

Figure 7.5 : Fréquence de la concentration en MES maximale (SSC_{max}), de l'augmentation maximale entre deux mesures ($SSC_{max10mn}$), et de la concentration en MES just avant le début de la crue (SSC_0).....119

Figure 7.6 : Fréquence du temps décrue et hors crue ($T_{decrueHC}$) et du temps monté du débit (T_{montQ}) des crues.....120

Figure 7.7 : Représentation des variables liées à la pluie sur les 2 premiers axes factoriels122

Figure 7.8 : Représentation des individus sur les 2 premiers axes factoriels.....122

Figure 7.9 : Box plot des pluies saisonnières déclenchant les crues entre octobre 2005 et septembre 2008.....123

Figure 7.10 : Pluies journalières-saisons (a), pluies déclenchant les crues cumulées pendant 24h avant (b) et intensité horaire (c) pendant période entre octobre 2005 et septembre 2008.....124

Figure 7.11 : Représentation des variables liées au débit sur les : (a) deux premiers axes factoriels, (b) premier et troisième axes factoriels.....125

Figure 7.12 : Représentation des individus des crues analysées sur le premier plan factoriel.....125

Figure 7.13 : Box plot du débit maximal (a), du débit de base ($Q-7d$) (b) et du temps de montée des crues (c) entre octobre 2005 et septembre 2008.....126

Figure 7.14 : Représentation graphique des variables liées à la concentration en MES des crues analysées.....127

Figure 7.15 : Représentation graphique des individus des crues analysées.....128

Figure 7.16 : Box plot de la concentration maximale (SSC _{max}) en MES et juste avant la crue (SSC ₀) entre octobre 2005 et septembre 2008.....	129
Figure 7.17 : Représentation graphique des variables liées aux débits et aux pluies des crues analysées.....	129
Figure 7.18 : (a) Débits maximaux en fonction des pluies 6h avant la crue et pendant la crue, et (b) débits moyens 7 jours avant la crue en fonction des pluies cumulées sur la même période	130
Figure 7.19 : Représentation graphique des variables liées aux concentrations en MES et aux débits des crues analysées.....	130
Figure 7.20 : Concentrations maximales en MES en fonction (a) des débits maximaux pendant la crue et (b) des vitesses moyennes de montée du débit.....	131
Figure 7.21: Flux solide cumulé en monté des crues analysées entre octobre 2005 et septembre 2008.....	131
Figure 7.22: Dates et contribution relative des 10 crues les productives en MES au flux solide cumulé associé à ces 10 crues	132
Figure 7.23 : Barycentres des différentes modalités de la relation Q_s - Q , seules ou associées aux saisons dans le premier plan factoriel de l'ACP des variables associées au débit.	133
Figure 7.24: Barycentres des différentes modalités de la relation Q_s – Q , seules ou associées aux saisons dans le premier plan factoriel de l'ACP des variables associées aux concentrations de MES.....	133
Figure 7.25: Box-plot, en fonction des typologies de la relation Q_s - Q au cours des crues, du débit maximal et de la concentration en MES maximale.....	134
Figure 7.26: Distribution des typologies de la relation Q_s - Q au cours des crues en fonction des saisons.....	134

Chapitre VIII: DYNAMIQUE TEMPORELLE DES MATIERES EN SUSPENSION SUR L'OIR

Premiers éléments de comparaison avec le Moulinet

Figure 8.1 : Localisation des bassins versants du Moulinet et de l'Oir.....	142
Figure 8.2 : Station de mesure du débit et de la turbidité sur l'Oir.....	143
Figure 8.3: a) Le moulinet hydrométrique ; b) Mesure du débit sur l'Oir.....	144
Figure 8.4: Mesure du débit par la méthode des sections centrales.....	144
Figure 8.5 : Préleveur automatique utilisé.....	146
Figure 8.6 : Bathymétrie de la section de mesure du débit (Mars 2011).....	147

Figure 8.7 : Relation hauteur-débit et courbe de tarage.....	147
Figure 8.8 : Comparaison entre le débit mesuré dans notre étude et le débit mesuré par la DIREN 2,5 km en aval.....	147
Figure 8.9 : Corrélation entre la concentration en MES et la turbidité sur l'Oir :a) toutes conditions confondues, et b) au cours de quelques crues.....	148
Figure 8.10 : Courbes cumulées de la pluie (a), du flux d'eau (b) et du flux solide (c) mensuels pour chacune des années hydrologiques étudiées.....	149
Figure 8.11 : Dynamique mensuelle de la pluviosité, des flux hydriques et des flux solides	150
Figure 8.12 : Distribution en histogrammes: a) des flux d'eau mensuels ; b) des flux solides mensuels, pour chaque saison entre octobre 2009 et septembre 2011	150
Figure 8.13 : Distribution en box-plots :a) des débits moyens journaliers, et b) des débits solides moyens journaliers pour chaque année hydrologique 2009-2010 et 2010-2011.....	151
Figure 8.14 : Flux d'eau et flux solides transportés annuellement, en 15 jours et en 2 jours, Les pourcentages indiqués représentent la part du flux annuel transportée en 15 jours et en 2 jours.....	152
Figure 8.15: Box-plot des concentrations journalières en MES.....	152
Figure 8.16: Exemple d'évolution du débit et de la concentration en MES au cours des crues sur le Moulinet et sur l'Oir.....	153
Figure 8.17 : Corrélation entre logQ-logQs pour toutes les données journalières en 2009-2010 et de 2009 à 2011.....	153
Figure 8.18 : Corrélation entre les valeurs moyennes de Q et Qs, calculées pour chaque classe de débit 0-0,1m ³ /s ; 0,1-0,2, ... en 2010-2011 et de 2009 à 2011.....	154

LISTE DES TABLEAUX

Chapitre II: MATERIELS ET METHODES

Tableau 2.1 : Périodes d'étude et méthodes de mesure des MES utilisées dans les différents chapitres de la thèse.....	19
---	----

Chapitre III: MESURE DU DEBIT SOLIDE PAR CHARRIAGE

Tableau 3.1: Norme de classement sédimentologique internationale.....	25
Tableau 3.2 Coefficients de rugosité de Manning, Strickler et Kutter (Graf, 2000).....	28
Tableau 3.3 : Synthèse des résultats des analyses granulométriques des sédiments prélevés Le 26 octobre 2010.....	31
Tableau 3.4 : Synthèse des paramètres contrôlant le transport solide du cours d'eau Moulinet pendant la période de piégeage entre février 2010 et février 2011.....	39
Tableau 3.5 : Résumé du calcul de flux solide charrié du Moulinet pour la fraction de diamètre supérieur à d_{90}	41

Chapitre IV: RELATION ENTRE TURBIDITE ET CONCENTRATION DES M.E.S EN FONCTION DE LEUR GRANULOMETRIE

Tableau 4.1 : Fractions granulométriques en μm des matériaux expérimentaux.....	52
Tableau 4.2 : Turbidité spécifique moyenne, T_s (FTU/mg/l), des sédiments du Moulinet pour chaque fraction granulométrique en μm	55
Tableau 4.3 : Diamètre moyen, $d_{\text{moy}}(Q_2)$, des crues analysées entre 2010 et 2011.....	65

Chapitre V: PRÉSENTATION GÉNÉRALE DE LA DYNAMIQUE TEMPORELLE DES FLUX DE M.E.S. DANS LE MOULINET

Tableau 5.1 : Pluviosité, flux d'eau et flux solide annuels sur le Moulinet.....	74
Tableau 5.2 : Description statistique de la pluviosité journalière, des débits et des débits solides moyens journaliers.....	78
Tableau 5.3: Pourcentage du temps associé au pourcentage de flux d'eau ou de MES annuel, triés par flux décroissant.....	81
Tableau 5.4 : Répartition selon les saisons des 15 jours les plus productifs en flux hydrique (a) et en flux solides (b), pour les trois années sans données manquantes.....	82

Tableau 5.5 : Coefficients de la régression Q-Qs du Moulinet.....	84
---	----

Chapitre VI: QUANTIFICATION PAR MODELISATION DES SOURCES DE M.E.S AU COURS DES CRUES

Tableau 6.1 : Gamme des débits et des concentrations en MES, et indices d'hystérésis des relations Qs - Q pour les crues modélisées	96
---	----

Tableau 6.2 : Crues associées à un stock non limitant de sédiments.....	98
---	----

Tableau 6.3 : Crues associées à un stock limitant de sédiments.....	99
---	----

Tableau 6.4 : Crues associées à un stock limitant de sédiments et érosion des versants.....	101
---	-----

Tableau 6.5 : Paramètres issus du modèle.....	103
---	-----

Chapitre VII: ANALYSE STATISTIQUE DE LA VARIABILITE TEMPORELLE DES CRUES SUR LE MOULINET

Relations entre pluie, débit et matières en suspension

Tableau 7.1 : Statistiques descriptives des variables utilisées du Moulinet.....	116
--	-----

Tableau 7.2 : Matrice de corrélation des variables liées à la pluie des crues analysées.....	117
--	-----

Tableau 7.3 : Matrice de corrélation des variables liées au débit des crues analysées.....	118
--	-----

Tableau 7.4 : Matrice de corrélation des variables liées aux MES des crues analysées.....	120
---	-----

Tableau 7.5 : Inertie des 2 axes factoriels.....	121
--	-----

Tableau 7.6 : Inertie des 3 axes factoriels.....	124
--	-----

Tableau 7.7 : Inertie des 2 axes factoriels.....	127
--	-----

Chapitre VIII: DYNAMIQUE TEMPORELLE DES MATIERES EN SUSPENSION SUR L'OIR

Premiers éléments de comparaison avec le Moulinet

Tableau 8.1 : Hauteur et débit d'eau mesurés sur l'Oir.....	146
---	-----

Tableau 8.2 : Pluviosité, flux d'eau et flux solide annuels sur l'Oir.....	148
--	-----

Tableau 8.3 : Description statistique des débits et des débits solides moyens journaliers entre octobre 2009 et septembre 2011	151
--	-----

Tableau 8.4: Pourcentage du temps associé au pourcentage de flux d'eau ou de MES annuel, triés par flux décroissant.....	152
--	-----

Tableau 8.5 : Coefficients de la régression Q-Qs sur l'Oir.....	154
---	-----

Chapitre I

INTRODUCTION GENERALE

L'érosion est la première étape du cycle sédimentaire. Les agents de l'érosion (vent, pluie) arrachent de fines particules ou des agrégats entiers de la surface du sol. Une fois détachés, ces éléments sont transportés par le vent ou par le ruissellement vers les cours d'eau. Le transport des sédiments par les cours d'eau est souvent nommé "transport solide". Il représente un phénomène important de l'hydraulique fluviale.

L'augmentation des teneurs en particules dans les cours d'eau provoque de nombreux problèmes affectant la qualité de l'eau. Les matières en suspension (MES), c'est-à-dire les particules les plus fines minérales ou organiques insolubles, visibles ou non à l'œil nu, contribuent à la turbidité de l'eau.

Dans l'Ouest de la France, les MES sont responsables de la dégradation des écosystèmes aquatiques et de leurs ressources piscicoles. Elles réduisent la pénétration de la lumière, obstruent les branchies des poissons, limitent la photosynthèse et dégradent le cadre de vie des organismes vivants. Les forts courants avec une importante concentration en MES au cours des crues peuvent arracher les macrophytes et les algues attachées au fond du cours d'eau (Bilotta & Brazier, 2008). En particulier le colmatage des frayères par les particules fines, et l'hypoxie associée, sont responsables de la diminution des populations de Salmonidés (Greig *et al.*, 2005). En outre, les MES présentent à la fois un pouvoir d'adsorption et un pouvoir cohésif élevés, et sont particulièrement impliquées dans le transport de polluants (pesticides, phosphore, bactéries, métaux lourds, composés organiques, etc.). Tout ceci entraîne entre autre une diminution de la diversité des habitats et un appauvrissement de la richesse biologique des cours d'eau (Bilotta & Brazier, 2008), et d'autres problèmes liés à l'envasement des réservoirs à l'aval.

Les matières en suspension peuvent être émises ponctuellement par des industries, mais leur grande majorité est produite sous forme diffuse à partir de l'érosion des sols dans les bassins versants. L'augmentation des MES dans les cours d'eau s'est fortement accrue avec les changements de pratiques agronomiques depuis les années 1970 et les modifications des paysages agricoles.

Plus largement, la durabilité des politiques de gestion des ressources en eau et des sols est un enjeu majeur au niveau international. Ces politiques sont un sujet d'intense concertation dans les zones montagneuses en Asie du Sud-Est (Valentin *et al.*, 2004 ; Sidle *et al.*, 2006b). Dans ces régions, les changements rapides d'usage des terres et les migrations de population ont créé une augmentation des demandes et des contraintes sur les ressources en eau et des sols (Sidle *et al.*, 2006). Ainsi, les décisions gouvernementales et des financeurs internationaux, les investissements économiques des pays industrialisés demandent un développement durable de toutes ces ressources naturelles de la région. Les impacts sur ces ressources sont plus sévères en terrain montagneux où les processus hydrologiques sont très

perturbés par une accélération de l'érosion de surface et une multiplication des épisodes de glissement de terrain (Sidle *et al*, 2006b), provoquée par les changements d'usage des terres.

Chaplot *et al*, (2006) ont étudié les pertes en terre par érosion de surface de parcelles de 1 m² sur le petit bassin versant de Houay Pano (0,63 km²) au Laos. Les résultats montrent que l'érosion du sol est importante avec un taux entre 600 et 2400 g/m² (en moyenne 617 g/m² ou 6,17 tonnes/ha), produisant des charges importantes en sédiment (matière en suspension et charge de fond).

Dans leur étude d'impact des activités anthropiques sur les flux des MES et sur la qualité des eaux du fleuve Rouge à l'entrée du delta au Vietnam, Luu thi Nguyen *et al*. (2007) ont rapporté que les concentrations moyennes annuelles des MES sont de 39 et 62 mg/l respectivement à Son Tay et à Hanoi. Ces concentrations sont attribuées à l'érosion de berges (0,445 kg/s/km). Elles sont encore plus faibles dans les plus petits bassins en amont à cause de la présence de barrages.

En Asie du sud-est comme dans les autres pays en voie de développement en Afrique ou en Amérique du sud, une reconversion des forêts sur les terrains de forte pente se développe rapidement. En particulier, nous observons une déforestation en faveur des zones de culture pour des pratiques d'agroforesterie (Figure 1.1). De plus, le développement des infrastructures, l'augmentation de la population et la concentration de celle-ci dans des zones potentiellement instables augmentent les risques de glissement de terrain pendant les saisons des pluies (Sidle *et al*, 2006a et b). Walling et Amos (1999) ont constaté que selon les aires géographiques, les taux d'érosion des sols cultivés sont entre 16 et 900 fois plus élevés que ceux de sols sous conditions naturelles.

Les enjeux liés à l'érosion et aux transports solides ne sont ni de même nature ni de même ampleur selon les régions du monde. Outre les activités anthropiques, les facteurs naturels, climatiques et topographiques, qui influencent la production de MES, diffèrent aussi très fortement entre les milieux tempérés et les milieux tropicaux humides (Figures 1.1 et 1.2). L'intensité et la durée des pluies ont un rôle important sur le phénomène de ruissellement et d'érosion d'une part, sur le débit et le transport dans le cours d'eau d'autre part (Old *et al*., 2003 ; Lana-Renault *et al*., 2006). Les études de Ludwig et Probst (1998) et de Summerfield et Hulton (1994) précisent que les taux d'érosion sont contrôlés en premier ordre par la topographie du bassin versant. La topographie, notamment la pente et la longueur de pente, va déterminer la vitesse et l'importance du ruissellement sur les versants et donc l'arrachement et le transport des particules du sol jusqu'au cours d'eau. En plus, de nombreux paramètres contrôlant les phénomènes d'érosion des sols varient avec l'altitude.



Figure 1.1 : Bassin versant de Houy Pano après la déforestation des zones de culture pour des pratiques d'agroforesterie 2007 (Ribolzi *et al.*, 2008).



a)

b)

Figure 1.2 : phénomène d'érosion dû au ruissellement dans des conditions contrastées, a) sur le bassin versant déforesté de Houy Pano sur pente forte, 2007 (Laos), et b) sur le bassin versant Kervidy-Nazin sur sol nu et pente faible (Bretagne-France)

Dans cette thèse, différentes approches ont été utilisées pour étudier le transport solide dans un petit cours d'eau drainant un bassin versant agricole de l'Ouest de la France. L'objectif du travail est d'approfondir des méthodes de mesures de ce transport solide par charriage et en suspension, puis de décrire et d'expliquer la dynamique temporelle des matières en suspension pour en identifier les origines et les déterminants climatiques. Le changement d'échelle vers un bassin versant de taille supérieure est également amorcé. Si les conclusions de l'étude ne peuvent se rapporter qu'aux bassins versants de même géomorphologie et occupation du sol dans l'Ouest de la France, la diversité des approches utilisées devrait permettre la mise en place d'études comparables dans d'autres contextes géographiques.

Le mémoire s'articule autour de 8 chapitres. Derrière l'introduction générale (chapitre I) suivie de la présentation approfondie du site d'étude et des matériels et méthodes les plus utilisés dans ce travail (chapitre II). Chaque chapitre est présenté sous forme d'article scientifique en préparation, qui permet leur lecture indépendante.

Le chapitre III se consacre à la mesure du débit solide par charriage. Le but de ce chapitre est de déterminer la quantité et la granulométrie des matières solides transportées au fond du cours d'eau par charriage ou saltation, afin d'obtenir un critère de mobilisation des particules du fond du ruisseau étudié.

Le chapitre IV étudie la relation entre la turbidité et la concentration des MES en fonction de leur granulométrie. L'objectif principal de ce chapitre est d'expliquer la variabilité de cette relation en deux étapes : premièrement, pour des matériaux expérimentaux au laboratoire ; deuxièmement, en cherchant à identifier au cours des crues le rôle de la taille des particules sur la turbidité.

Le chapitre V s'attache à la présentation générale de la dynamique temporelle des pluies, débits, [MES] dans le Moulinet, à différentes échelles de temps (année, saison et mois, jour).

Le chapitre VI a pour objectif de modéliser à l'échelle de la crue la relation entre le débit solide et le débit d'eau, afin d'identifier et de quantifier les différentes origines des MES.

Le chapitre VII décrit par une analyse statistique la variabilité des crues pour mieux comprendre la dynamique temporelle (saison, chronologie des événements) et identifier des déterminants climatiques ou hydrologiques des matières en suspension.

Le dernier chapitre de la thèse présente les premiers résultats du suivi de la dynamique temporelle des matières en suspension sur l'Oir, dont le Moulinet est un affluent. Des premiers éléments de comparaison entre les deux cours d'eau sont obtenus.

Nous tenterons une synthèse entre tous ces résultats dans la conclusion générale finale.

Références

- Bilotta G S, Brazier R E, 2008. Understanding the influence of suspended solids on water quality and aquatic biota. *Water Research*, 42, 2849-2861.
- Chaplot V, Khampaseuth X, Valentin C, Le Bissonais Y, 2006. Interill erosion in the sloping lands of northern Laos subjected to shifting cultivation. *Interscience*, 9 p.
- Greig S M, Sear D A, Carling P A, 2005. The impact of fine sediment accumulation on the survival of incubating salmon progeny: Implications for sediment management. *Science of the Total Environment*, 344, 241 – 258.
- Lana-Renault N, Regues D, Marti-Bono C, Begueria S, Latron J, Nadal E, Serrano P and Garcia-Ruiz J M, 2007. Temporal variability in the relationship between precipitation, discharge and suspended sediment concentration in a small mediterranean mountain catchment. *Nordic Hydrology*, 38(2), 139-150.
- Ludwig W et Probst J-L, 1998. River sediment discharge to the oceans: present-day controls and global budgets. *American Journal of Science*, 298, 265-295.
- Luu Thi Nguyen Minh, Orange D, Dang Thi Ha, Le Lan Anh, Garnier J, 2007. Impact des activités anthropiques sur les flux des matières en suspension et sur la qualité des eaux du fleuve Rouge à l'entrée du delta. *Actes des JSIRAUF*, Hanoi, 6-9 novembre 2007, 6 p.
- Old G H, Leeks G J L, Packman J C, Smith B P G, Lewis S, Hewitt E J, Holmes H M and Young A, 2003. The impact of a convectional summer rainfall event on river flow and fine sediment transport in highly urbanized catchment: Bradford, West Yorkshire. *The science of the Total Environment*, 495-512.
- Ribolzi O, Thiébaux J P, Bourdon E, Briquet J P, Chaplot V, Huon S, Marchand P, Mouche E, Pierret A, Robain H, Rouw A D, Sengtahevanghoung O, Soullileuth B, Valentin C, 2008. Effet of fallow regrowth on stream water yield in a headwater catchment under shifting cultivation in northern Lao P D R, 17, 52 – 64.
- Sidle R C *et al*, 2006b. Erosion processes in steep terrain-truths, myths, and uncertainties related to forest management in Southeast Asia. *ScienceDirect. Forest Ecology and Management*, 224, 199-225.
- Summerfield, D.M.A. et Hulton, N.J., 1994. Natural controls of fluvial denudation rates in major world drainage basins. *Journal of Geophysical Research*, 99(B7), 13871-13883.
- Valentin C, Chabthavongsa A, de Rouw A, Chaplot V, Thiébaux J P, Silvera N, Lestrelin G, 2004. MSEC: An innovative approach for sustainable land management in Lao PDR in: community based land and water management systems for sustainable upland development in Asia. *MSEC, annual report, IWMI-IRD, Bangkok*, 83-104.

Valentin C, Lestrelin G, Chabthavongsa A, Phachomphon K, de Rouw A, Chanphengxay A, Chaplot V, Bourdon E, Briquet J P, Marchand P, Pierret A, Ribolzi O, Thiébaux J P, 2008. The MSEC project in the Lao PDR: Achievements ongoing activities and perspectives on sustainable alternative farming practices for the uplands. The Lao journal of Agriculture and forestry. Management of soil erosion and water resources in the uplands of Lao P D R; MSEC special issue, IRD-IWMI-MSEC-NAFRI, 17, 32 -41.

Walling D E, Amos C M, 1999. Source, storage and mobilization of fine sediment in a chalk stream system. Hydrological Processes, 13, 323-340.

Chapitre II

MATERIELS ET METHODES

1. Site d'étude : les bassins versants du Moulinet et de l'Oir

Le site d'étude est localisé dans le Nord-Ouest de la France, dans la région de Basse-Normandie. Le Moulinet et l'Oir sont situés dans le département de la Manche à 20 km d'Avranches. Le Moulinet est un des affluents de l'Oir, lui-même affluent de la Sélune qui se jette elle-même dans la baie du Mont St Michel (Figure 2.1).

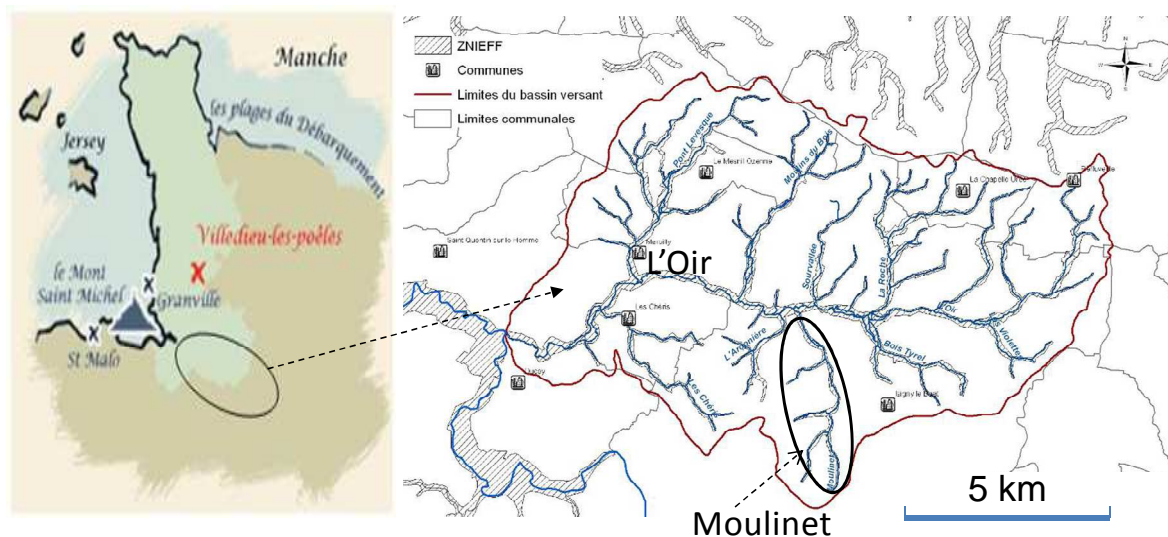


Figure 2.1 : Localisation des bassins versants du Moulinet et de l'Oir.

Le bassin versant du Moulinet étudié correspond à la partie amont du bassin versant du cours d'eau entier. La superficie de ce sous-bassin versant est de $4,5 \text{ km}^2$. L'altitude du point le plus bas est de 55 m, alors que l'altitude maximale dans ce bassin versant est de 134 m. Le Moulinet est un ruisseau d'ordre 2 (Strahler, 1952). Le Moulinet s'écoule du sud au nord. La longueur du cours d'eau étudié est de 4,9 km. La pente longitudinale moyenne est de 1,8% (Lefrançois, 2007). Le lit du ruisseau dépasse rarement 1 mètre de largeur. L'écoulement dans ce cours d'eau est plutôt du type permanent et fluvial.

Le bassin versant de l'Oir a une superficie de 87 km^2 . L'Oir est long de 19,7 km et orienté est-ouest. L'altitude du point le plus bas est de 15 m, alors que l'altitude maximale dans ce bassin versant est de 215 m. L'Oir est un cours d'eau d'ordre 4. Sa pente moyenne est de 1,1%. Sa largeur est environ 5 m à la station de mesure du niveau d'eau et de la turbidité.

Ces sites sont intégrés à l'Observatoire de Recherche en Environnement « Petits Fleuves Côtiers » (ORE PFC, http://www.inra.fr/ore_pfc) sous l'égide de l'Unité Expérimentale d'Ecologie et d'Ecotoxicologie aquatique et l'UMR Ecologie et Santé des Ecosystèmes de l'INRA et de l'Agrocampus OUEST de Rennes. Le bassin versant de l'Oir est un site pilote idéal par sa faune piscicole (saumon Atlantique, lamproies fluviatiles et marines) qui fait l'objet de suivi depuis une vingtaine d'années. Cet ORE propose des outils de diagnostic de la structure et du fonctionnement des écosystèmes aquatiques. Il vise également à étudier leur évolution sous contraintes anthropiques et teste des mesures d'anticipation ou de remédiassions.

2. Conditions géologiques et pédologiques

2.1 Bassin versant du Moulinet

Dans le bassin versant du Moulinet, la roche-mère est constituée de schistes briovériens précambriens, surmontés de placages limoneux d'origine éolienne (loess weichséliens) dépassant souvent 1 m d'épaisseur (Langevin et al, 1984) (Figure 2.2). Ces dépôts éoliens présentent une courbe granulométrique cumulative sigmoïde, avec une médiane vers 25-30 μm , une fraction limoneuse 10-50 μm dominante, souvent moins de 10% de sable et entre 12 et 20% d'argile (Le Calvez, 1979). Le quartz est le matériel dominant. Le bas des versants à proximité du cours d'eau et ses berges correspondent au domaine colluvio-alluvial décrit par Chaplot (1998), constitué d'éléments grossiers de type quartzeux et de matériaux d'origine sédimentaire ancienne triés.

Les sols ont une composition moyenne de 12,3 % d'argile, 16,2 % de sables et 71,5 % de limons, ces derniers comprenant 37 % de limons fins (2 à 20 μm) et 73% de limons grossiers (20 à 50 μm) (moyenne de 17 analyses, Paulais (2003)). Leur forte teneur en limon les prédispose à la formation de croûtes de battance. Ce phénomène accroît le ruissellement et peut accentuer le transfert des MES vers les cours d'eau (Dumas, 2009). Les sols en bordure du cours d'eau sont souvent riches en matière organique et hydromorphes. Ceux étudiés par Chaplot (1998) ont en surface entre 17 et 26% d'argile, 63 à 70% de limon et 6 à 14% de sable.

Le Moulinet dissèque un plateau aux pentes douces, d'une altitude moyenne de 100 mètres environ. Une nappe de subsurface se développe dans l'altérite de schiste, elle est superficielle dans les bas de versant (Paulais, 2003). Cette nappe présente un débit non négligeable qui maintient un écoulement dans le cours d'eau tout l'été. Elle permet d'ailleurs d'alimenter un captage et plusieurs puits installés sur le bassin versant. Sa charge hydraulique mesurée à proximité du cours d'eau augmente très rapidement lors des pluies avec pour conséquence une forte réactivité événementielle du débit du Moulinet (Grimaldi *et al.*, 2004).

2.2 Bassin versant de l'Oir

Le bassin versant de l'Oir est constitué majoritairement de schistes briovériens précambriens, surmontés de placages limoneux d'origine éolienne (loess weichséliens) dépassant souvent 1 m d'épaisseur (Langevin et al, 1984), comme ceux du Moulinet. Certains affluents de la rive droite de l'Oir prennent leurs sources dans le massif granitique d'Avranches, et certains de la rive gauche dans le massif granitique de Chalandrey. La roche-mère est une granodiorite à biotite et cordiérite de grain moyen 2-4 mm, dont l'arène riche en sable, issue de l'altération, affleure dans de vastes zones. En bordure de ces massifs granitiques, intrusifs dans les schistes briovériens, les cornéennes sont des roches métamorphiques très dures et homogènes. La carte géologique indique aussi en bordure de l'Oir la présence d'alluvions fluviatiles holocènes, issues essentiellement du remaniement des dépôts éoliens weichséliens (Langevin *et al.*, 1984) (Figure 2.2).

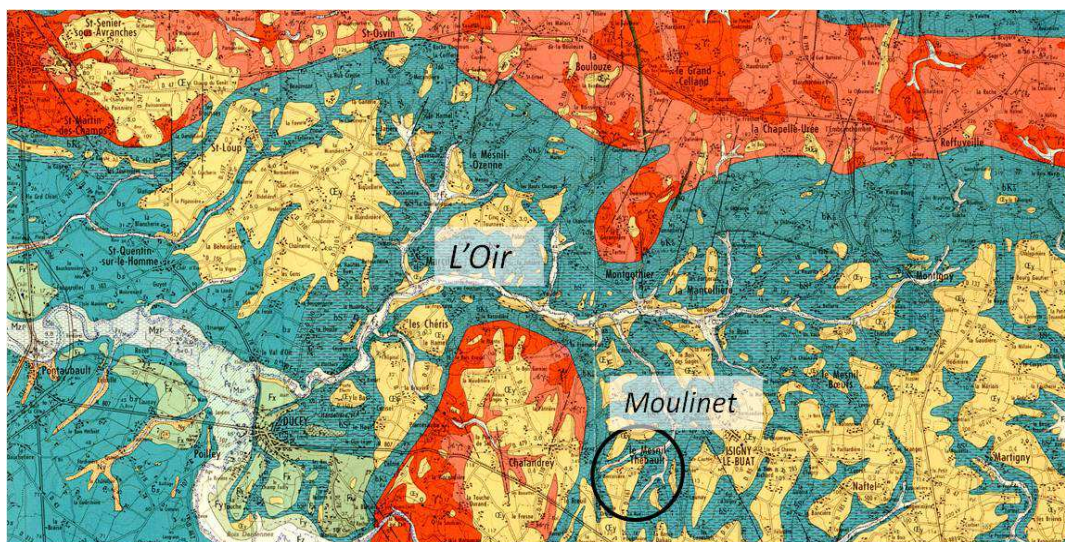


Figure 2.2 : carte géologique des bassins versants du Moulinet et de l'Oir (Langevin *et al.*, 1984)

3. Climat et occupation du sol

Le climat dans la région est de type tempéré océanique. Les températures moyennes annuelles sont douces en hiver et peu élevées en été, avec une moyenne annuelle de 11°C. C'est un climat bien arrosé avec des précipitations moyennes annuelles relativement importantes (906 mm/an en moyenne de 1968 à 2010, données Météo-France St Hilaire du Harcouet à environ 6 km du site d'étude).

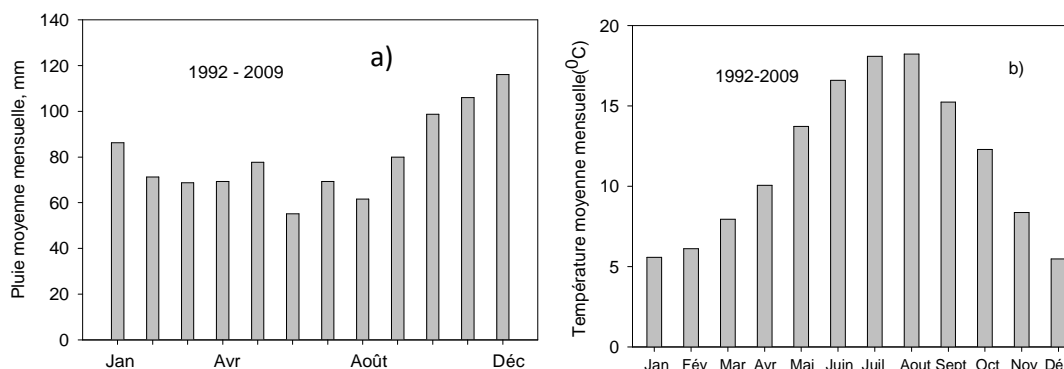


Figure 2.3 : a) Répartition de la pluviosité mensuelle entre 1992 et 2009 ; b) Température moyenne mensuelle entre 1992-2009.

3.1 Bassin versant du Moulinet

Les conditions pédologiques et climatiques dans la région sont très favorables pour l'activité agricole. Celle-ci est principalement orientée vers l'élevage laitier intensif avec un peu de cultures céréalières d'hiver. Sur le Moulinet, en 2008 plus de 55 % de la surface agricole utile (SAU) est en prairies (permanentes ou temporaires), 37,4 % est cultivé en maïs et le reste de la SAU est occupé par des céréales d'hiver et du blé (Figure 2.4).

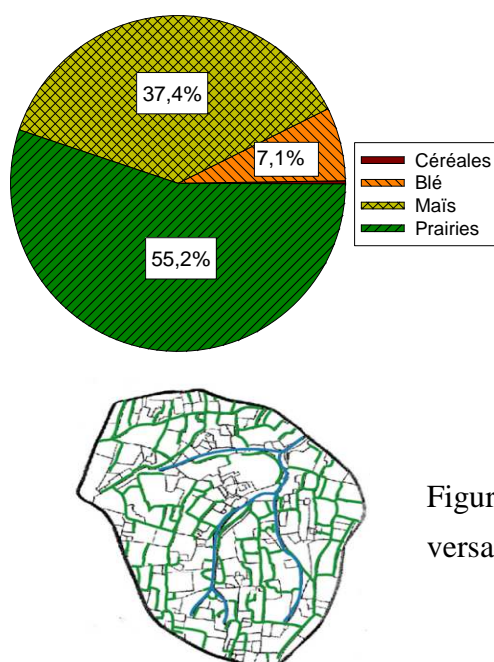


Figure 2.4 : Occupation du sol dans le bassin versant du Moulinet en 2008 (Dumas, 2009)

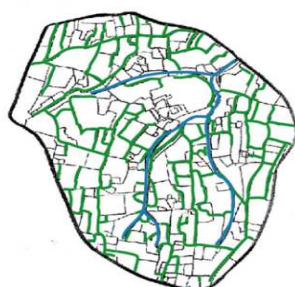


Figure 2.5 : Réseau des haies dans le bassin versant du Moulinet (Lefrançois, 2007)

Dumas (2009) montre que la part de prairies dans la SAU a tendance à diminuer (60% en 2006) et celle de maïs à augmenter (31% en 2006) (Dumas, 2009). Les prairies sont surtout distribuées le long du cours d'eau. Elles sont pâturées par le bétail une grande partie de l'année. Le site d'étude est dans un secteur de paysage bocager. En 2000, la densité moyenne

de haies sur le bassin du Moulinet était de 47 m par hectare (Lefrançois, 2007) (Figure 2.5). Ces haies sont souvent installées sur des talus, constituant des barrières au ruissellement et à l'érosion. Doray (2008) a montré que seulement 5% de la surface totale du bassin versant représentait des surfaces à risque d'émission de MES, sous forme de parcelles cultivées en céréales et connectées au cours d'eau (Figure 2.7).



Figure 2.6 : Prairies et élevage sur le bassin versant du Moulinet

D'après Macary & Paulais (2003), certaines pratiques culturales peuvent favoriser l'érosion sur ces parcelles : la mise à nu du sol durant la phase hivernale pour les parcelles de maïs, la compaction du sol et la formation d'ornières par les engins agricoles, le travail du sol dans le sens de la pente. Sur ce bassin Lefrançois *et al.*, (2007) ont montré que le risque principal provient des berges dégradées par le bétail qui vient s'abreuver dans le cours d'eau et dans notre site d'étude (Figure 2.6).

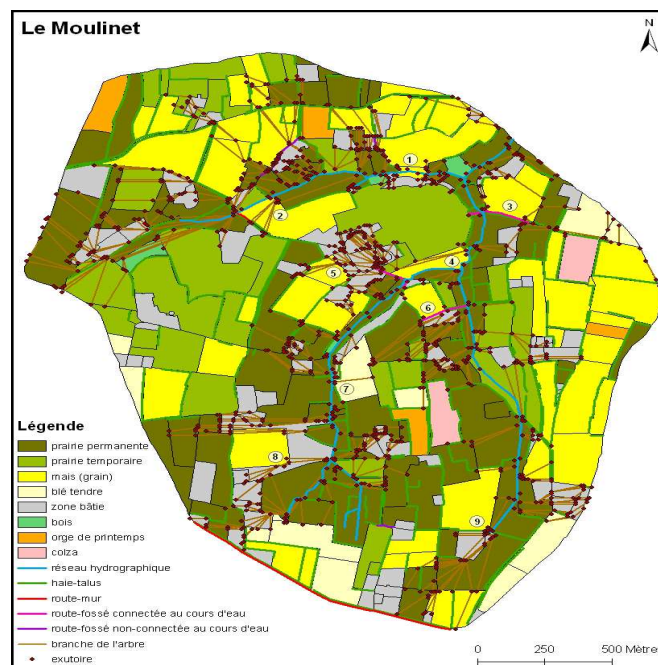


Figure 2.7 Localisation des 9 parcelles à risque de transfert de MES au cours d'eau : parcelles de céréales directement connectée au ruisseau ou connectée par une surface imperméable (Doray, 2008)

3.2 Bassin versant de l'Oir

Concernant le bassin versant de l'Oir, la majorité des exploitations est constituée par des élevages bovins, mais des évolutions sont observées en lien avec les facteurs socio-économiques. D'après les derniers recensements agricoles effectués par la chambre d'agriculture de la Manche en 2000, plus de 59% de la SAU est en prairies (permanentes ou temporaires), 25,6% est occupé par le maïs, 12,5% est cultivé en céréales et le reste est occupé par des bois et des friches (Figure 2.8). La comparaison des occupations des sols entre 1988 et 2000 met en évidence une très forte diminution, de l'ordre de 52%, de la SAU dédiée aux pâtures sur le bassin versant, qui s'accompagne d'une augmentation de plus de 30% des surfaces de prairies cultivées pour les fourrages, de 31 % des cultures céréalières (25% pour les surfaces de maïs fourrager) et de surface en friches (multipliées par 20 en 12 ans) (Martignac, 2009). Il existe de plus une tendance à l'agrandissement des exploitations et des parcelles agricoles.



Figure 2.8 : Paysage et occupation du sol du bassin versant de l'Oir (Chambre d'Agriculture de la Manche, 2000)

4. Mesures du débit et des concentrations des MES sur le Moulinet

Nous ne présentons ici que les méthodes de mesures les plus largement utilisées dans la thèse et qui concernent la dynamique des MES : le débit, la turbidité et les concentrations de MES dans le ruisseau du Moulinet. Les autres méthodes, plus spécifiques à certains chapitres, seront expliquées dans le paragraphe Matériels et méthodes de chacun de ces chapitres.

Deux types de fréquence d'acquisition de données sont utilisés dans cette thèse. :

- D'une part les mesures du débit et de la turbidité sont réalisées à haute fréquence temporelle (10 minutes). Par conséquent ces données peuvent être étudiées à toutes les échelles temporelles, année, saison, mois, jour, crue.

- D'autre part des mesures des concentrations de MES sont réalisées de manière plus occasionnelle, en fonction des conditions hydrologiques (au cours des crues et hors crue). Ces données sont utilisées pour l'étalonnage du turbidimètre et lors de la modélisation des flux de MES à l'échelle de la crue.

La station de mesure est localisée sur le Moulinet. Ses coordonnées sont : 48° 36' 59'' N, 1° 11' 20'' O (Figure 2.9).



Figure 2.9 : Station de mesure du débit et de la turbidité sur le Moulinet (Février 2011).

4.1 Mesure du débit

Le débit du Moulinet est mesuré depuis janvier 2002. De janvier 2002 à janvier 2004 un débitmètre de type Starflow a été installé, puis cet appareil a été retiré début 2004 car défectueux et remplacé par un débitmètre de type ISCO (Lefrançois *et al.*, 2007). Il est placé dans une section en bois calibrée qui permet d'assurer un écoulement uniforme (Figure 2.9).

La vitesse moyenne est estimée à partir de mesures de la vitesse par effet Doppler et de la hauteur d'eau à l'aide d'un capteur de pression associé au débitmètre (Birgand et al, 2005). Les débits sont donc estimés en multipliant la vitesse moyenne de l'eau par la surface de la section mouillée. La surface de la section mouillée est dérivée de la mesure ponctuelle de hauteur d'eau.

4.2 Mesure des concentrations en MES

La mesure des concentrations en MES est obtenue soit indirectement à partir de la mesure de la turbidité de l'eau soit directement à partir de la filtration d'échantillons d'eau prélevés dans le ruisseau.

4.2.1 Mesure de turbidité

Un turbidimètre est installé à la station de mesure sur le Moulinet, depuis mars 2003. La turbidité est une propriété optique qui quantifie la diminution de l'intensité de la diffusion de la lumière entre un faisceau incident et un photodétecteur. Elle est liée à l'abondance des particules en suspension, mais aussi à leur granulométrie et leur couleur, ainsi qu'à la couleur de l'eau (Gippel, 1995). Le turbidimètre est du type trans-TU Ponsel. Cet appareil mesure les turbidités dans une gamme de 0 à 2000 FTU (Formazine Turbidity Unit). La sonde du turbidimètre est suspendue dans l'eau et fixée par un portique qui enjambe le cours d'eau. Sa position peut être réglée en fonction de la profondeur de la colonne d'eau. (Figure 2.10).

L'étalonnage du turbidimètre est d'abord effectué en laboratoire par la méthode standard avec une solution de formazine (NF EN ISO 7027). La relation d'étalonnage est linéaire selon cette méthode standard (Environmental Protection Agency- EPA ; USA ; Kemon, 2002). Il est donc nécessaire d'établir aussi une courbe d'étalonnage en ajustant les valeurs du turbidimètre à des concentrations réelles de matières en suspension. Pour cela, des prélèvements des échantillons d'eau sont réalisés dans diverses conditions hydrologiques, pendant les crues et hors crue.



Figure. 2.10 : Fixation du turbidimètre sur le Moulinet

La mesure de turbidité s'effectue toutes les 10 minutes. Elle est obtenue à partir d'une moyenne sur les 10 dernières secondes (1 mesure par seconde) pour permettre une sauvegarde plus longue. Le capteur est muni d'un piston racleur qui permet de limiter son encrassement par des particules fines ou par le développement de biofilm. La fréquence de nettoyage du capteur est de 60 minutes. Un nettoyage manuel du capteur est aussi effectué lors de visites régulières sur le site, une à deux fois par mois. Une correction manuelle des données doit être effectuée pour corriger la dérive due à l'encrassement (Birgand *et al.*, 2004 ; Lefrançois, 2007).

Le turbidimètre utilisé est très sensible et un bruit de fond notable peut s'installer, notamment lorsque le stock de sédiments est très important et que la hauteur d'eau ne permet plus d'écarter suffisamment la sonde du fond du cours d'eau. Dans ce cas là un lissage de la courbe de turbidité peut être envisagé.

4.2.2 Prélèvements pour l'étalonnage du turbidimètre

Des échantillons d'eau sont prélevés au cours de crues et hors crue sur la station de mesure. Au cours des crues, les prélèvements sont réalisés par un préleveur automatique de la marque ISCO disposant de 24 flacons d'une contenance maximum de 1 litre chacun (voir Figure 2.11). L'appareil se déclenche lorsque la hauteur d'eau dépasse un seuil fixé au préalable, mais ajustable au cours de l'année selon le niveau d'eau dans le cours d'eau étudié. La fréquence des prélèvements varie de 10 minutes pour les cinq ou six premiers flacons, puis elle atteint 20, 30 ou 45 minutes pour les flacons suivants.



Figure 2.11 : Préleveur automatique utilisé.

Les prélèvements hors crue sont obtenus par un préleveur automatique du même type, mais la fréquence de prélèvement a été fixée à 3 jours.

4.2.3 Mesure des concentrations de MES au laboratoire par filtration

La filtration des échantillons d'eau prélevés s'effectue selon la norme européenne NF EN 872 (1996). L'échantillon est filtré sur un filtre en cellulose de 0,45 μm avec un équipement de filtration sous pression (Figure. 2.12). Le filtre est ensuite séché à 105°C pendant au moins 1 heure et la masse du résidu retenu sur le filtre est déterminée par pesée. La concentration des MES est obtenue par la formule suivante :

$$[\text{MES}] = (M_1 - M_0) / V * 1000 \quad (2.0)$$

[MES] est la concentration en matière en suspension en milligrammes par litre (mg/l) ; M_1 est la masse du filtre après filtration, en milligrammes (mg) ; M_0 est la masse du filtre avant filtration, en milligrammes (mg) ; V est le volume de l'échantillon, en millilitres (ml).

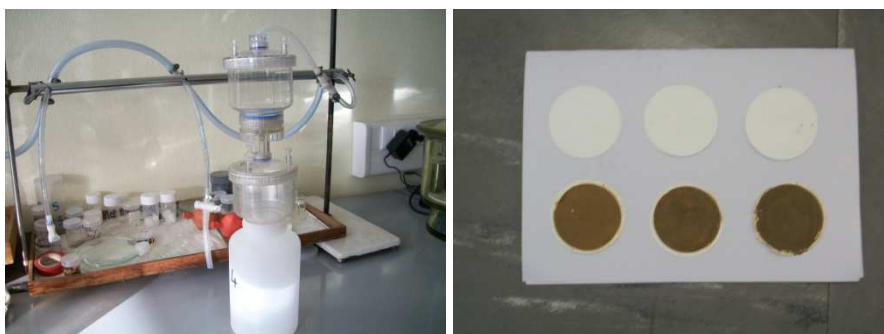


Figure 2.12 : Matériels de filtration des échantillons d'eau prélevés

4.2.4 Etablissement de la relation d'étalonnage entre turbidité et concentration des matières en suspension

La relation d'étalonnage est classiquement obtenue par une régression linéaire entre les concentrations de MES dans les prélèvements d'eau et la turbidité mesurée par le turbidimètre.

Nous avons utilisé 337 données recueillies du mois de décembre 2007 au mois de février 2009 incluant 26 crues. Cependant les échantillons présentant une turbidité supérieure à 2000 FTU, prélevés lors d'une période des crues en mai 2008, n'ont pas été pris en compte, car le turbidimètre utilisé n'est fiable que dans la gamme 0-2000 FTU.

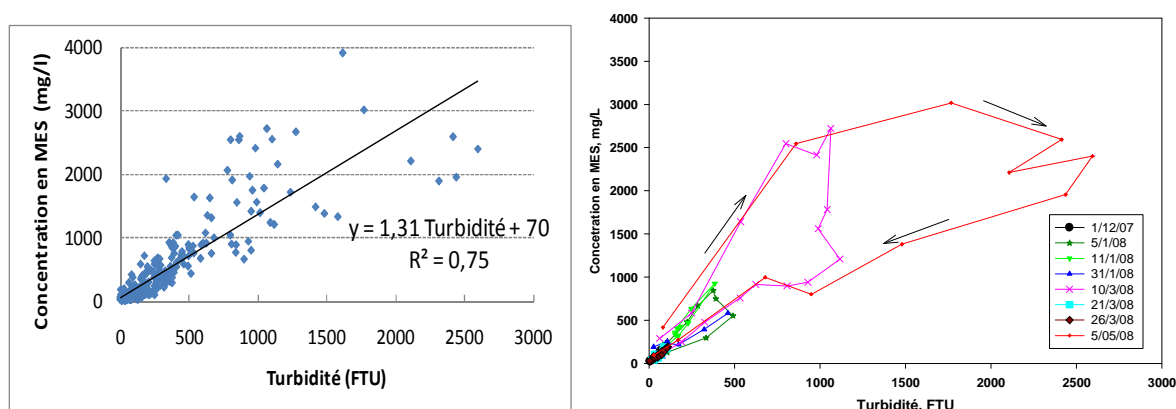


Figure 2.13 : Corrélation entre la concentration en MES et la turbidité dans le Moulinet, toutes conditions confondues (à gauche) et au cours de quelques crues (à droite)

Pour le Moulinet, il existe bien une corrélation positive entre la concentration en MES et la turbidité mais cette corrélation présente une forte variabilité, en particulier au cours des crues (Figure 2.13). Par ailleurs un biais d'échantillonnage existe puisque le nombre

d'échantillons présentant de faibles turbidités est très supérieur au nombre d'échantillons des fortes turbidités, ce qui donne plus de poids statistique aux premiers.

Pour réduire ce biais d'échantillonnage, le nombre total des données a été divisé en 12 classes d'intervalles de turbidité croissante en éliminant les turbidités supérieures à 2000 FTU (0-50, 51-100, 101-150, 151-200, 201-300, 301-400, 401-500, 501-700, 701-900, 901-1000, 1001-1200, 1201-2000). Puis, la régression linéaire entre la concentration en MES et turbidité a été calculée sur les valeurs moyennes pour chacune de ces classes. La gamme de chaque intervalle a été choisie pour disposer d'un nombre de valeurs assez suffisant par classe des données (Figure 2.14). La relation d'étalonnage est suivante:

$$[\text{MES}] = 1,621 \text{ Turbidité} + 11,279 \quad (2.1)$$

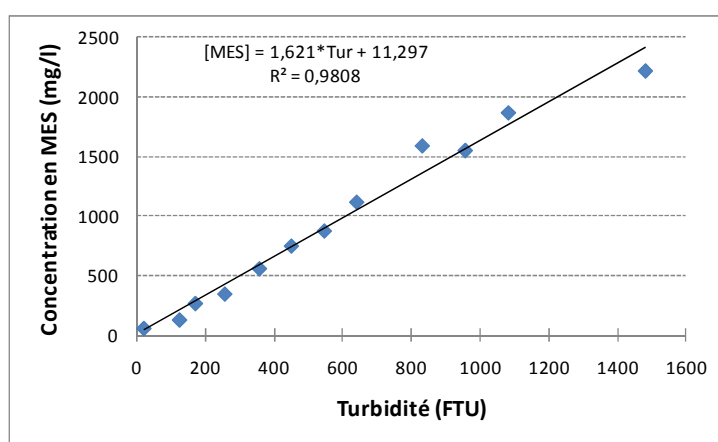


Figure 2.14 : Droites d'étalonnage calculées pour les valeurs moyennes des 12 classes

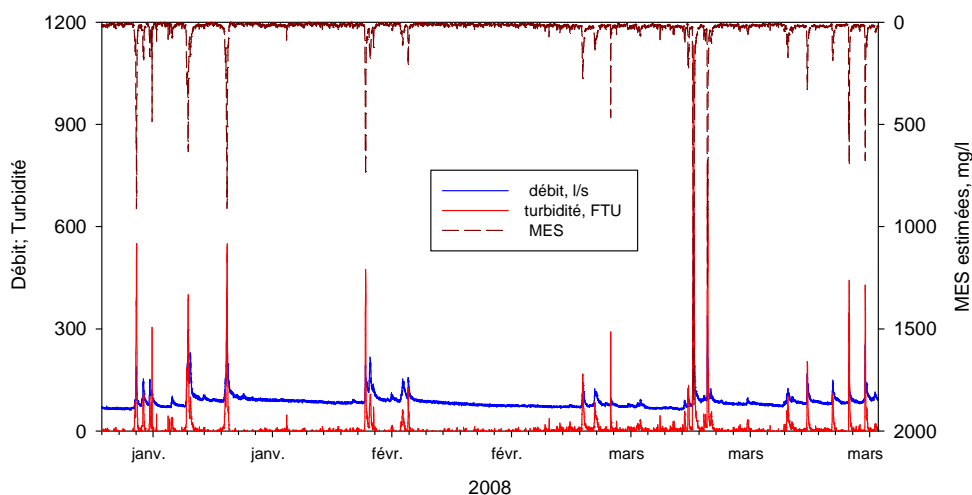


Figure 2.15 : débit et turbidité mesurés, et concentration des MES estimées de janvier à mars 2008 dans le Moulinet.

On obtient ainsi des chroniques de débit, turbidité et concentrations de MES à haute fréquence, dont un exemple est présenté dans la Figure 2.15.

4.2.5 Sources d'incertitude des mesures des débits et MES

D'une façon générale, les sources d'incertitude dans la mesure des débits et MES utilisés dans cette thèse peuvent être considérées :

Pour les débits une erreur systématique peut être introduite par une lecture de la vitesse ou de la hauteur d'eau d'appareil utilisé. Une autre source est le bruit de fond du cours d'eau (à peu près 1l/s).

Pour les concentrations des MES les incertitudes peuvent être introduites par la mesure de la turbidité qui cause par les dérives du turbidimètre utilisé et des bruits du fond du cours d'eau (ici < 10 FTU). Une longue durée pour refaire l'étalonnage du turbidimètre sur le terrain pour certaine période peut aussi introduire quelque incertitude sur la mesure de la turbidité. Ainsi, la manipulation au laboratoire (mesure, filtration, pesée...) peut causer certaine incertitude.

Finalement, la plus grande source d'erreur peut être introduite par la variabilité de la relation entre la turbidité et MES.

4.2.6 Récapitulatif des périodes d'étude et des méthodes de mesure des MES utilisées dans les différents chapitres de la thèse

Dans les différents chapitres de la thèse, nous avons utilisé des jeux de données variables selon les approches utilisées pour décrire et interpréter la dynamique des MES dans le Moulinet. Nous présentons ici un tableau récapitulatif des périodes d'étude et des méthodes de mesure des MES utilisées dans chacun de ces chapitres.

Dans le chapitre 4, nous utilisons des données nouvelles, obtenues en 2010 et 2011 pour des objectifs spécifiques de la thèse. Ce chapitre est une analyse critique de l'interprétation de la turbidité et s'appuie sur des comparaisons entre concentrations de MES estimées à partir de la turbidité et mesurées après filtration.

Dans les chapitres 5 et 7, nous utilisons des données correspondant à plusieurs années d'étude en estimant les concentrations de MES à partir des mesures de turbidité obtenues à haute fréquence temporelle. Il s'agit en effet de calculer des flux de MES à différentes échelles de temps ou de réaliser des analyses statistiques nécessitant un nombre important de données.

Dans le chapitre 6, nous modélisons un nombre limité de crues et utilisons donc les mesures des concentrations de MES après filtration, plus fiables que celles estimées à partir de la turbidité.

Tableau 2.1 : Périodes d'étude et méthodes de mesure des MES utilisées dans les différents chapitres de la thèse.

Chapitres	Période d'étude	Méthode de mesure des MES
Chap 4 : Relation entre turbidité et [MES] en fonction de leur granulométrie	2010 -2011	Turbidité et filtration
Chap 5 : Présentation générale de la dynamique temporelle des flux de MES dans le Moulinet	2005 -2010	Turbidité
Chap 6 : Quantification par modélisation des sources de MES au cours des crues	2007 -2011	Filtration
Chap 7 : Analyse statistique de la variabilité temporelle des crues sur le Moulinet	2005 -2008	Turbidité

Références

Birgand F, Benoist J C, Novince E, Gillet N, Saint-cast P, Le Saos E, 2005. Mesure des débits à l'aide de débitmètre ultrasoniques Doppler : cas d'un petit cours d'eau ruraux. Ingénieries, Cemagref Ed, 41, 23-38.

Chaplot V, Fox D, King D, Daroussin J, Le Bissonnais Y, Benkhadra H, 1998. Crusting and sheet erosion on silty loamy soils at various scales from m² to small catchments. Soil Technology, 46, 69-80.

Dumas X, 2009. Approche spatio-temporelle de l'impact des activités agricoles et des éléments paysagers sur le risque de transfert de MES vers les eaux de surface, à l'échelle de petits bassins versants normands. Mémoire pour l'obtention du titre d'ingénieur de l'ENITA de Bordeaux, 89 p.

Doray T, 2008. Mise en œuvre d'un modèle de spatialisation du ruissellement dans un objectif d'évaluation des transferts de matières en suspension. Mémoire de Master 2 Géographie, Aménagement, Société, Environnement Spécialité Gestion de l'Environnement, 96 p.

Gippel J C, 1995. Potential of turbidity monitoring of measurement the transport of suspended solide in stream. *Hydrological Processes*, 9, 83-97.

Grimaldi C, Viaud V, Massa F, Carteaux L, Derosch S, Regeard A, Fauvel Y, Gilliet N and Rouault F, 2004. Seasonal and storm event variations in stream water chemistry explained by fluctuations in near-stream groundwater head. *Journal of Environmental Quality*, 33, 994-1001.

Kemon P, 2002. Turbidity calibration standards evaluated from a different perspective. *Turbidity and Other Sediment Surrogates Workshop*, Reno, NV; April 30 – May 2, 13 p.

Lefrançois J, 2007, Dynamique et origines des matières en suspension sur petits bassins versants agricoles sur schiste. Thèse de l'Université de Rennes 1, 260 p.

Langevin C, Minoux, L, L'Homer A, Lautridou, J P, Dassibat C, Verron G, 1984. Carte géologique d'Avranches à 1/50 000 et notice explicative. Editions du BRGM.

Le Calvez L, 1979. Genèse des formations limoneuses de Bretagne Centrale : essai de modélisation. Thèse Université de Rennes1, 213 p.

Macary F, Paulais J, 2003. Méthode d'identification de zones prédisposées aux émissions et aux transferts particuliers. Application à une zone d'élevage bovin intensif dans le bocage sud-Manche. *Ingénieries*, 36, 3–17.

Martignac F, 2009. Evolution de l'habitat de l'Oir : Mise en évidence de la modification des compositions granulométriques du substrat d'un cours d'eau bas-normand. Mémoire de Master 2. Gestion des Habitats et des Bassins Versants. Université de Rennes 1, 31p.

Paulais J, 2003. Identification des parcelles sensible aux transferts des particules érodées grâce l'analyse multi-critères, en zone d'élevage bovin intensif, dans le bocage sud-Manche. Mémoire de DESS espace ruraux, Université Paris 7 Denis Diderot, 37 p.

Strahler A N, 1952. Hypsometric (area-altitude) analysis and erosional topography. *Geological Society of America bulletin*, 63(10), 1117-1142.

Chapitre III

MESURE DU DEBIT SOLIDE PAR CHARRIAGE

1. Introduction

Le lit des cours d'eau naturels est rarement de forme invariable, c'est là une des difficultés de son étude. Le mouvement des sédiments, qui font que le cours d'eau naturel a un lit mobile avec une géométrie très variable dans l'espace et le temps, ne manque pas de complexité. De plus les problèmes majeurs dans la gestion des cours d'eau naturels ou artificiels proviennent des phénomènes d'érosion et de déposition des sédiments solides. Certains auteurs (Lauffer et *al.*, 1982 ; Stott et Mount, 2004 ; Walling et *al.*, 2008) ont déjà mentionné l'importance des connaissances des processus de transport de sédiments pour la conception, la gestion et l'entretien d'ouvrages hydrauliques (barrages, réservoirs de sédiments, protection des berges ...). Dans le cas des cours d'eau naturels, la dégradation (érosion) et l'aggradation (déposition) sont des processus qui conduisent en général à une évolution du fond sur le long terme (Miglio *et al.*, 2009).

D'une manière générale, il existe un certain nombre de formules classiques pour prédire le transport solide par charriage, par suspension ou bien les deux à la fois dans les cours d'eau. La plupart d'entre elles nécessitent une étude hydraulique préalable pour l'estimation des contraintes et facteurs responsables du transport (Meyer-Peter and Muller 1948, Einstein, 1950, Graf et Altinakar, 1996 et Ackers et White, 1973), etc. Ces formules ne sont pas directement utilisables. En effet, chacune d'elles est valide sur une plage de diamètre des particules données, de pente longitudinale ou de contrainte de cisaillement de fond (Khorram et Ergil, 2010). De plus, les paramètres les plus influents dans l'équation pour estimer le flux solide des cours d'eau dépendent de la nature des particules (sable, gravier ou mélange).

Les formules théoriques qui utilisent les développements de l'hydrodynamique générale, ont été validées pour la plupart par des relations empiriques établies dans des chenaux expérimentaux. Leur transposition au milieu naturel n'est pas immédiate. Il y a plusieurs raisons à cela. D'une part, elles permettent de déterminer seulement la capacité maximale de transport et non le transport effectif qui est aussi fonction de la disponibilité en sédiments. D'autre part, elles n'intègrent pas les variabilités dans l'espace et dans le temps du milieu naturel comme la géométrie des rivières, la nature des sédiments, l'hétérogénéité de la rugosité du lit, les effets de la saisonnalité, ni le changement climatique. Par exemple, dans les formules de charriage, la détermination de la contrainte de cisaillement de mise en mouvement est souvent déterminée à partir du diagramme de Shields (Graf, 2000). Ce diagramme est une simplification de la réalité, par conséquent il ne tient pas compte de tous les facteurs responsables du transport comme, par exemple, la polydispersité, la porosité du fond, etc. De même, dans la formule d'Engelün et Hanson (1967), la contrainte efficace du

transport des sédiments est la contrainte au fond liée à sa rugosité ; cependant, cette dernière définie par les formes de fond, ainsi que la modification de la rugosité apparente du fond dès lors que les particules se mettent en mouvement, ne sont pas prises en compte. Enfin, ces formules sont établies par unité de largeur du fond de rivière comme si les phénomènes étaient indépendants de la section transversale.

La difficulté technique pour mettre en œuvre des mesures du charriage ou de la concentration en sédiments et pour étudier leur variabilité temporelle et spatiale contribue à la complexité du problème. Ainsi, la plupart du temps, les données sédimentologiques d'un cours d'eau constituent le seul outil pour comprendre le comportement de la dynamique du transport.

Dans ce contexte, ce chapitre de thèse se consacre à déterminer la quantité et la granulométrie des matières solides transportées au fond du cours d'eau par charriage ou saltation, afin d'obtenir un critère de mobilisation des particules du fond de rivière étudiée. Ce critère est important pour comprendre l'origine des MES puisque celles-ci peuvent être stockées dans les bancs de sédiments meubles par infiltration ou être déstockées lors de la crue.

2. Matériels et méthode

2.1 Site d'étude

Le travail de cette étude est réalisé sur le ruisseau du Moulinet. Celui-ci est un affluent de l'Oir, lui-même est un affluent de la Sélune qui se jette dans la baie du Mont St Michel. Le bassin versant du Moulinet étudié correspond à la partie amont du bassin versant du cours d'eau entier. La superficie de ce sous-bassin versant est de 4,5 km². Le Moulinet s'écoule du sud au nord. La longueur du cours d'eau étudié est de 4,9 km. La pente longitudinale moyenne est de 1,8% (Lefrançois, 2007).

Dans le bassin versant du Moulinet, la roche-mère est constituée de schistes briovériens précambriens, surmontés de placages limoneux d'origine éolienne dépassant souvent 1 m d'épaisseur (Langevin *et al.*, 1984) (Figure 2.2). Ces dépôts éoliens présentent une courbe granulométrique cumulative sigmoïde, avec une médiane vers 25-30 µm, une fraction limoneuse 10-50 µm dominante, souvent moins de 10% de sable et entre 12 et 20% d'argile (Le Calvez, 1979). Le quartz est le matériel dominant.

Le climat dans la région est de type tempéré océanique. Les températures moyennes annuelles sont douces en hiver et peu élevées en été, avec une moyenne annuelle de 11°C (de 1992 à 2009). Les précipitations moyennes annuelles relativement importantes (906 mm/an en moyenne de 1968 à 2010, données Météo-France St Hilaire du Harcouet à environ 6 km du site d'étude).

2.2 Matériels

Nous avons mis en place un dispositif de pièges de fond de rivière qui recueillent des matières solides transportées dans le cours d'eau pendant les crues et hors crue. Les dimensions des bacs constituant le piège métallique employé sont :

- + Grand bac: 82 x 19,5 x 6,3 cm
- + Petit bac: 82 x 10,5 x 6,3 cm

De plus pour pouvoir piéger totalement les sédiments fins, un nid d'abeilles (diamètre des pores de 8 mm) a été installé dans le grand bac en aval (Figure 3.1). Dans ce travail, seuls les sédiments piégés dans le petit bac ont été analysés afin de caractériser le charriage. L'analyse complète du profil vertical de suspension des particules, en utilisant les sédiments du grand bac, sera menée plus tard.



Figure 3.1 : Dispositif de mesure du charriage en fond de rivière

Le piège a été installé depuis février 2010 à février 2011 juste en aval de la station de mesure de débit, de niveau d'eau, de la vitesse et de la turbidité du Moulinet (Figure 3.2). Le prélèvement est réalisé toutes les deux à trois semaines en moyenne. Pour toute la période d'étude quinze prélèvements ont été réalisés dont six sans flux solide charrié dans le bac dépourvu de nid d'abeilles.

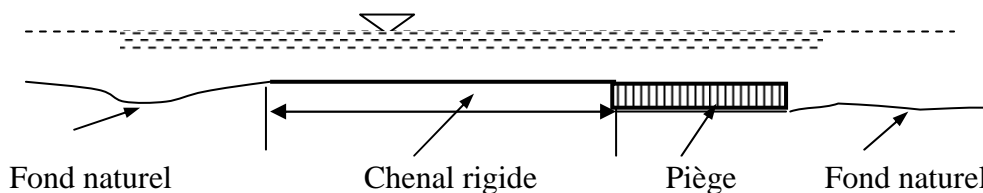


Figure 3.2 : Installation du piège à la station de mesure hydrologique du Moulinet

Les données des débits utilisés pour cette étude ont été collectées en continu par un débitmètre de type ISCO depuis 2004. Cet appareil mesure les hauteurs d'eau à l'aide d'un capteur de pression et les vitesses par effet Doppler avec une fréquence de 10 minutes. Le débit d'eau est ensuite calculé par le principe de l'écoulement à travers le chenal de section trapézoïdale et par combinaison des données sur les hauteurs et les vitesses. La précision pour la vitesse est de l'ordre de 0,03 m/s dans la gamme de 0 à 1,52 m/s. Au delà de 1,52 m/s, l'erreur est de 2% de la valeur mesurée.

2.3 Méthode

2.3.1 Prélèvement des sédiments

Notre étude distingue les sédiments piégés par le dispositif précédent et les sédiments prélevés dans des bancs de sédiments meubles. En toute logique les sédiments piégés proviennent de ces stocks de sédiments meubles récemment déposés et mobilisables.



Figure 3.3 : Etat du fond du cours d'eau du Moulinet (photos prises le 15/03/2011)

Sur la figure 3.3a, le dépôt des sédiments fins se fait en rive droite au niveau d'un élargissement du lit : l'épaisseur des sédiments est entre 25 et 30 cm pour une largeur maximale du lit de 2 m. Sur l'autre rive, à la surface du fond du cours d'eau, on remarque des dépôts de graviers, sur des couches superposées de limons ; plus au fond se trouvent des cailloux (Figure 3.3b). Ces matériaux présentent une épaisseur d'environ 15 à 20 cm. Le volume de ce banc de sédiments est de l'ordre du mètre cube. On estime à moins de 10 le nombre de ces zones de stocks sur tout le linéaire de cours d'eau et donc le volume de sédiments serait entre 1 et 15 m³ selon les périodes.

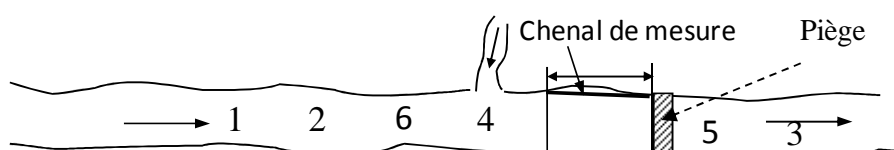


Figure 3.4 : Schéma du Moulinet vu de dessus avec le chenal de mesure et les points de prélèvement des échantillons.

Dans cette étude des échantillons de sédiments ont été prélevés manuellement aussi au mois d'octobre 2010 en six points situés en amont et en aval du piège (Figure 3.4).

2.3.2 Analyse granulométrique

Des analyses granulométriques ont été réalisées essentiellement sur les sédiments prélevés dans les pièges. Après le prélèvement de chaque piège, les sédiments sont mis à décanter minimum deux à trois jours. Ils sont ensuite séchés et pesés, puis analysés pour déterminer leur granulométrie sur sec, leur forme et leur nature.

Les résultats de l'analyse granulométrique des sédiments piégés dans le bac sans nid d'abeilles permettent de caractériser le flux solide transporté au fond du cours d'eau par charriage ou saltation ainsi que les critères de mobilisation des particules sur la durée de mise en place du piège.

Les échantillons piégés sont notés selon un code propre au laboratoire. Par exemple : MOU PB 231210 ou MOU GB 231210

- Les trois premières lettres indiquent le nom du site d'étude « MOU- Moulinet »
- Les deux lettres suivantes indiquent le bac « PB-petit bac ; GB-grand bac »
- Les chiffres indiquent le jour, le mois et l'année de prélèvement des échantillons.

Nous avons suivi la norme européenne et la norme française (NF EN 933-1 ,1997) qui spécifient que la masse à tamiser, en grammes, doit être comprise entre 200 et 500 fois le diamètre en millimètre du plus gros élément.

Pour les éléments de diamètre supérieur à 20 mm, nous avons utilisé la méthode de calibre utilisée pour la granulométrie des galets. Cette méthode consiste à présenter les galets un à un à chacun des trous en commençant par les plus petits. Chaque classe granulométrique est recueillie dans une boîte située en dessous de chacun des trous.

Tableau 3.1: Norme de classement sédimentologique internationale

Diamètre des grains en μm	Fractions granulométriques
0 - 2 μm	Argile
2 - 63 μm	Limons
63 - 200 μm	Sables fins
0.2 - 2 mm	Sables grossiers
2- 20 mm	Graviers
20 -200 mm	Cailloux

Les fractions de diamètre égal ou inférieur à 20 mm sont tamisées manuellement et mécaniquement pendant 30 minutes sur une série de tamis AFNOR de 16 mm à 80 μm . Par contre, les fractions de diamètre égal ou inférieur à 500 μm sont analysées au granulomètre laser (Cilas 1180) après destruction de la matière organique par H_2O_2 et dispersion mécanique du matériau dans une solution d'hexamétaphosphate en agitant pendant 20 minutes avant la

mesure. Toutefois, quelques échantillons non pas été traités par destruction de la matière organique pour comparaison. La classification granulométrique utilisée est la norme de classement sédimentologique internationale (Tableau 3.1).

Expression des résultats

Les résultats granulométriques sont présentés sous forme de courbes cumulatives et partielles tracées sur du papier semi-logarithmique. Les indices de Trask calculés à partir des quartiles 25% (P_1), 75% (P_3) et du grain moyen 50% (P_2) ont été choisis dans ce travail pour caractériser les différents dépôts des sédiments dans le cours d'eau étudié.

$$\text{- la dispersion } S_o = \sqrt{(P_3 / P_1)} ; \quad (\text{Trask, 1930}) ; \quad (3.1)$$

Cet indice caractérise la dispersion autour du grain moyen. Les limites suivantes sont retenues :

- $S_o < 2,5$ Sédiment très bien classé,
- $2,5 < S_o < 3,5$ Sédiment normalement classé,
- $3,5 < S_o < 4,5$ Sédiment assez bien classé,
- $4,5 < S_o$ Sédiment mal classé.

$$\text{- l'asymétrie } S_k = \frac{P_1 * P_3}{P_2^2} \quad (\text{Trask, 1930}) ; \quad (3.2)$$

Ce coefficient exprime l'asymétrie de la granulométrie par rapport au diamètre médian.

- $S_k = 1$ Le mode coïncide avec la médiane ;
- $S_k > 1$ Le classement est maximal du côté fin ;
- $S_k < 1$ Le classement est maximal du côté grossier.

Plus le coefficient S_k est éloigné de l'unité, plus le mode diffère de la médiane P_2 .

Dans ce chapitre, l'analyse granulométrique des sédiments piégés est interprétée uniquement pour le bac sans nid d'abeilles (petit bac - PB). Les résultats du traitement des sédiments piégés dans le bac avec nid d'abeilles (grand bac - GB) sont fournis dans l'annexe A1 ci-jointe.

2.3.3 Calcul du flux solide charrié

On appelle charriage le mode de transport des sédiments où les particules roulent, glissent ou sautent, en restant en contact "fréquent" avec le fond du cours d'eau, c'est-à-dire pour des particules dont la trajectoire est fortement influencée par la gravité.

Il existe plusieurs formules utilisables pour une prédiction du flux solide charrié. Beaucoup de ces formules sont de nature empirique, écrites sous forme réduite. Dans ce travail nous utilisons la formule de charriage de *Meyer-Peter et al.* (Graf, 2000), suivante :

$$\Phi = 8 (\xi_M \tau_* - \tau_{*cr})^{3/2}, \quad (3.3)$$

Où :

- $\Phi = \frac{q_{sb}}{\sqrt{(S_s - 1)gd^3}}$ est appelée l'intensité réduite de débit solide en charriage.

q_{sb} [m³/m/s] est le débit solide volumique par unité de largeur et par unité de temps ; ρ et ρ_s sont la masse volumique de l'eau et du granulat respectivement ; $S_s = \rho_s/\rho$ est la densité relative des grains par rapport à l'eau (pour les sédiments on considère $\rho_s = 2650$ kg/m³) ; d est un diamètre représentatif des sédiments piégés (d_{50} pour cette loi), dans ce travail on utilise aussi le diamètre correspondant à celui de 90% des grains passant le tamis (d_{90}) et celui des plus grosses particules (d_{max}) de sédiment de chaque piège prélevé pour une période de deux à trois semaines en moyenne ; g est l'accélération gravitationnelle ($g = 9,81$ m/s²).

- $\tau_* = \frac{\rho u_*^2}{(\rho_s - \rho)gd} = \frac{\tau_0}{(\rho_s - \rho)gd}$ est la tension réduite de frottement sur les particules

solides ou nombre de Shields ; où $u_* = \sqrt{\tau_0/\rho}$ est la vitesse de frottement.

- $\tau_{*cr} = f(R_e^*)$ est la tension réduite critique de frottement sur le fond, elle est donnée par le diagramme de Shields (Figure 3.5) (Graf, 2000). A noter que le seuil critique se situe approximativement entre :

$$0,03 < \tau_{*cr} < 0,06$$

- ξ_M est un paramètre de rugosité ; on prend $\xi_M = 1$ parce que dans le cours d'eau étudié il n'y pas d'ondulation du fond importante.
- Rappelons que la tension de frottement, τ_0 , peut être estimée par différentes méthodes. En annexe A1 (§ 2.1) nous comparons celle provenant d'un modèle d'écoulement turbulent et celle provenant de la formule de Chézy provenant de l'hypothèse de l'équilibre entre les forces de pesanteur et de frottement. Dans ce dernier modèle, la tension de frottement, τ_0 est définie par :

$$\tau_0 = \rho g R_h I \quad (3.4)$$

Et la vitesse moyenne par :

$$U = C \sqrt{R_h I} \quad (3.5)$$

Cela donne le rapport suivant : $\frac{U}{\sqrt{\tau_0/\rho}} = \frac{C}{\sqrt{g}}$, d'où on trouve :

$$\tau_0 = \frac{\rho g U^2}{C^2} \quad (3.6)$$

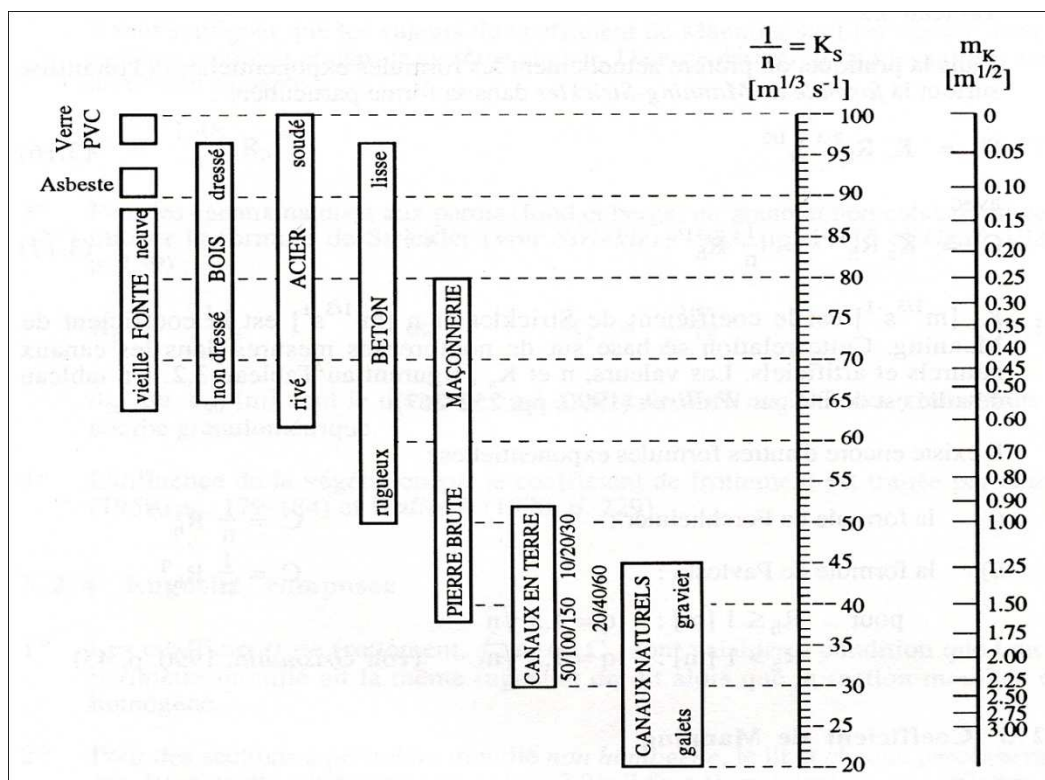
Où R_h [m] est le rayon hydraulique ; I est la pente de fond du cours d'eau et C [$m^{1/2}$] est le coefficient de Chézy. Dans ce travail, l'équation 3.6 a été utilisée pour calculer la tension de frottement du fond.

Différentes formules d'origine empirique sont proposées pour le calcul du coefficient de Chézy, C , en le reliant au rayon hydraulique, R_h . La formule simplifiée de Kutter a été choisie pour ce travail :

$$C = \frac{100}{1 + (m_K / \sqrt{R_h})} \quad (3.7)$$

m_K [$m^{1/2}$] étant le coefficient de Kutter. Des valeurs de m_K sont données dans le tableau 3.2

Tableau 3.2 Coefficients de rugosité de Manning, Strickler et Kutter (Graf, 2000).



Dans la pratique, pour le cours d'eau étudié on a déterminé le coefficient de Kutter par le calage de la masse de sédiments de chaque piège prélevé, en utilisant les valeurs du coefficient de la gamme pour les canaux naturels. Le coefficient final de Kutter est la

moyenne des valeurs utilisées et est égale à 1,3. Cette valeur est dans la gamme du gravier des canaux artificiels et des grands fleuves.

Enfin, nous avons calculé la masse solide charriée de chaque période de piégeage par la formule suivante :

$$Q_s = \sum_1^N q_{isb} * W * \rho_s * 600 \quad (3.8)$$

Où Q_s [kg] est le flux solide¹ total calculé de chaque période de prélèvement ; W [m] est la largeur du cours d'eau à la station de mesure, dans notre étude $W = 0,86$ m ; N est le nombre de mesures de la vitesse et du débit au cours de la période de piégeage ; 600 est la durée en secondes entre deux mesures de vitesse et de débit.

Le calcul du flux solide charrié dans ce chapitre (§ 3.6) a été réalisé uniquement pour le bac sans nid d'abeilles (PB) car les sédiments piégés dans ce bac sont représentatifs de ceux transportés par charriage dans le cours d'eau étudié.

2.3.4 Mouvements et dépôts des particules

Au-delà d'une vitesse de frottement critique, les particules d'une granulométrie donnée perdent leur équilibre entre la force de traînée, la force motrice, et le poids immergé, et se mettent en mouvement. Shields (1936) a introduit les paramètres réduits :

$$d_* \text{ relatif au grain : } d_* = d \left[\frac{(S_s - 1)g}{\nu^2} \right]^{1/3}$$

$$\tau_* \text{ paramètre de mobilité, relatif à l'écoulement : } \tau_* = \frac{u_*^2}{(S_s - 1)g d}$$

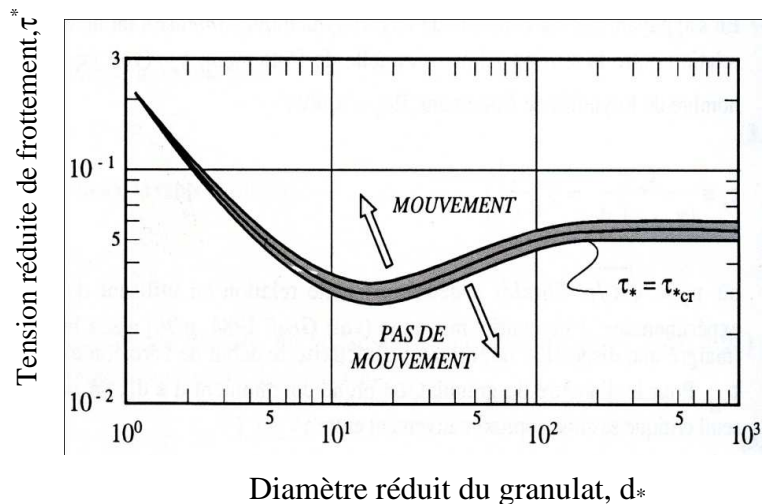


Figure 3.5 : Initiation du mouvement (diagramme de Shields-Yalin) (Graf, 2000)

¹ Nous appelons ici flux solide la valeur de Q_s intégrée sur une durée plus longue (jour, mois ou année) exprimée en kg ou tonne par jour, mois et année.

Le seuil de mise en mouvement est donné sous forme d'une valeur critique de τ^* en fonction de d_* (diagramme de Shields) et permet de distinguer les zones de mouvement et des zones de repos (Figure 3.5).

3. Résultats et discussions

Les résultats sont constitués de deux parties. La première partie présente l'analyse granulométrique des sédiments soit « prélevés » au fond du cours d'eau, soit « piégés » et donc transportés au fond du cours sur une période définie. La seconde partie présente l'analyse du transport des sédiments par charriage.

3.1 Nature et granulométrie des sédiments prélevés sur le site étudié

Pour toutes les manipulations effectuées au laboratoire, le matériau dit « prélevé » est celui prélevé en quatre points (1-2-4-6) en amont de la station de mesure du débit, de la turbidité et de la vitesse du courant et en deux autres points (3-5) en aval du piège utilisé (Figure 3.4).

L'analyse quantitative permet de déceler au sein des sédiments des éléments hétérogènes de taille centimétrique tels que des morceaux de feuilles, des petits branchages, des grains et des graviers (Figure 3.6). Les sédiments grossiers piégés au fond du Moulinet de février 2010 à février 2011 sont plutôt des quartz, schistes et schistes sableux avec des formes anguleuses et allongées.



Figure 3.6 : Exemple d'échantillons piégés au fond du Moulinet

Les résultats relatifs à l'analyse granulométrique des échantillons du fond prélevés le 26 octobre 2010 sont rassemblés dans le tableau 3.3, les courbes cumulatives sont présentées sur la figure 3.7 ci-après. Les résultats des distributions granulométriques sont présentés sous la forme de courbes cumulatives totales (correspondant à des analyses faites au tamis et au laser) et courbes cumulatives (analyses faites au laser) pour zoomer sur les particules de diamètre inférieur à 500 microns.

Tableau 3.3 : Synthèse des résultats des analyses granulométriques des sédiments prélevés le 26 octobre 2010

Echantillon en volume	%	Argile 0 - 2 μ m	Limons 2 - 63 μ m	Sables fins 63 - 200 μ m	Sables grossiers 0.2 - 2.0 mm	Graviers 2- 20 mm	Cailloux 20 -200 mm	Grain moyen en mm	S ₀	Sk	M.O %
PRE-1 261010	Partiels	0,5	4,3	1,7	24,5	51,4	17,6	6,0	3,6	0,7	2,6
	Cumulés	0,5	4,8	6,5	31,0	82,4	100,0				
PRE-2 261010	Partiels	0,5	5,1	1,9	18,5	64,6	9,4	6,5	2,7	0,6	2,2
	Cumulés	0,5	5,6	7,5	26	90,6	100,0				
PRE-3 261010	Partiels	0,6	8,3	5,3	33,8	39,1	12,9	2,2	4,7	1,1	2,6
	Cumulés	0,6	8,9	14,2	48	87,1	100,0				
PRE-4 261010	Partiels	0,3	3,1	1,4	21,2	51,1	22,9	9,0	3,2	0,4	2,5
	Cumulés	0,3	3,4	4,8	26	77,1	100,0				
PRE-5 261010	Partiels	0,9	7,8	2,7	28,6	53,1	6,9	3,0	3,2	1,3	3,1
	Cumulés	0,9	8,7	11,4	40	93,1	100,0				
PRE-6 261010	Partiels	2,3	18,2	8,3	48,6	22,6	-	0,6	3,3	1,1	4,6
	Cumulés	2,3	20,5	28,8	77,4	100,0	-				

* % Partiel : pourcentage du refus ; M.O : Matière organique.

Les courbes granulométriques cumulatives réalisées sur les échantillons avec matière organique montrent que le grain médian, d_{50} , des sédiments prélevés du fond du ruisseau Moulinet est compris entre 0,6 mm et 10 mm. Ils peuvent être considérés comme très semblables sauf l'échantillon N°6 qui montre une fraction de limons plus importante (Figure 3.7).

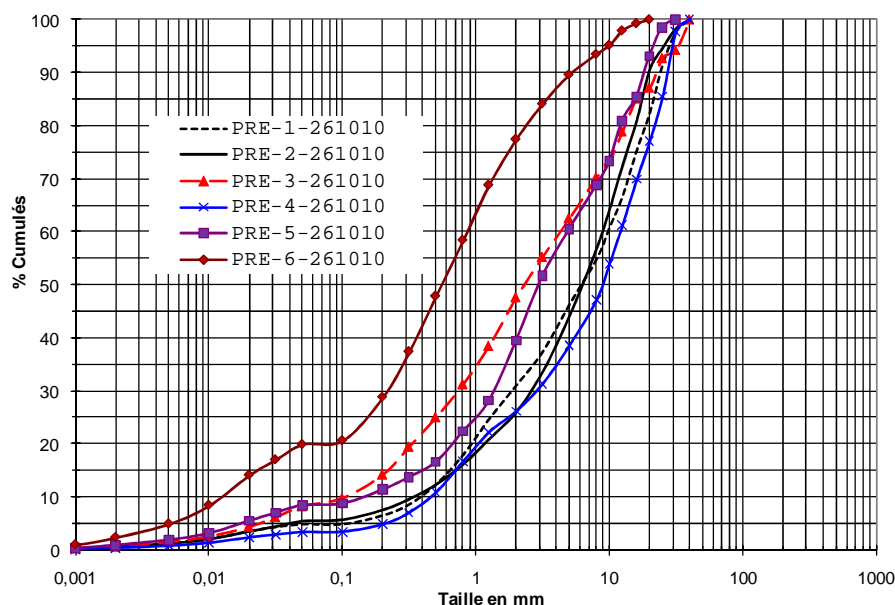


Figure 3.7: Courbes granulométriques cumulées des échantillons prélevés le 26/10/2010 en période hors crue.

Selon les résultats de synthèse du tableau 3.3, nous constatons que les sédiments du fond du Moulinet sont constitués plutôt de graviers (de 22,6 % à 64,6%), de sables grossiers (de 18,5% à 48,6 %) et de cailloux (de 7% à 22,9 %). Les sables fins et les limons composent un taux assez faible entre respectivement de 1,7% à 11,4% et de 3,1 % à 17,2 %. Enfin, le pourcentage d'argile des sédiments est très faible (entre 0,3% et 2,3 %).

Nous remarquons également que les sédiments du fond prélevés près de la berge (PRE-2 et PRE-6), à la jonction (PRE-4) en amont de la station de mesure et à 2 m en aval de la station de mesure (PRE-5) sont normalement classés ($2,5 < S_0 < 3,5$). Par contre, les sédiments prélevés au milieu du cours d'eau à 32m en amont (PRE-1) et 6m en aval de la station de mesure (PRE-3) sont assez bien classés ($3,5 < S_0 < 4,5$). Nous observons aussi que les sédiments des points (PRE-1, (PRE-2 et PRE-4) ont le classement qui est maximal du côté grossier ($S_k < 1$) et des points (PRE-3, PRE-5 et PRE-6) ont le classement maximal du côté fin ($S_k > 1$).

En conclusion, nous trouvons que les sédiments du fond du cours d'eau étudié sont classés selon une loi normale avec des tailles granulométriques très variables.

3.2 Granulométrie des sédiments piégés

Nous présentons ici quelques exemples de courbes granulométriques des sédiments piégés pendant la période d'étude (Figures 3.8 - 3.12). Le reste est présenté dans l'annexe A1.

Les analyses granulométriques de sédiments issus des pièges ont permis de dire que les sédiments piégés au fond du Moulinet ne sont pas homogènes dans le temps. Dans ce ruisseau, les matériaux piégés durant les crues sont plutôt du type graviers et cailloux (entre 40% et 66%), sables grossiers et fins (de 17% à 53%), un taux faible de limons et d'argile (<5%) (Figures 3.8 - 3.11). Les sédiments piégés pendant ces périodes sont constitués de grains de diamètre maximal de 50 mm et le grain médian se situe entre 1,3 mm et 7,5 mm. En général leur dispersion varie de normale à bien classée (S_0 compris entre 1,7 et 3,5) et le classement s'effectue dans la fraction grossière ($S_k < 1$).

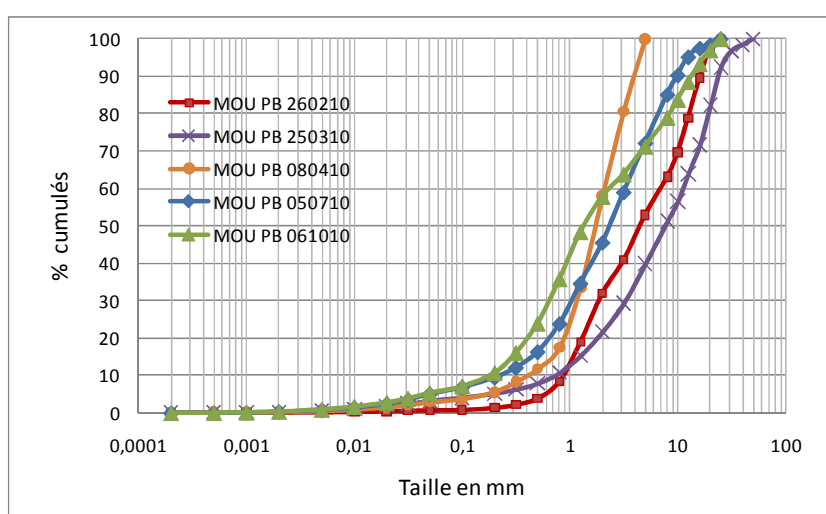


Figure 3.8: Courbes granulométriques cumulatives des échantillons piégés durant des crues (26/02/2010, 25/03/2010, 08/04/2010, 05/07/2010 et 06/10/2010).

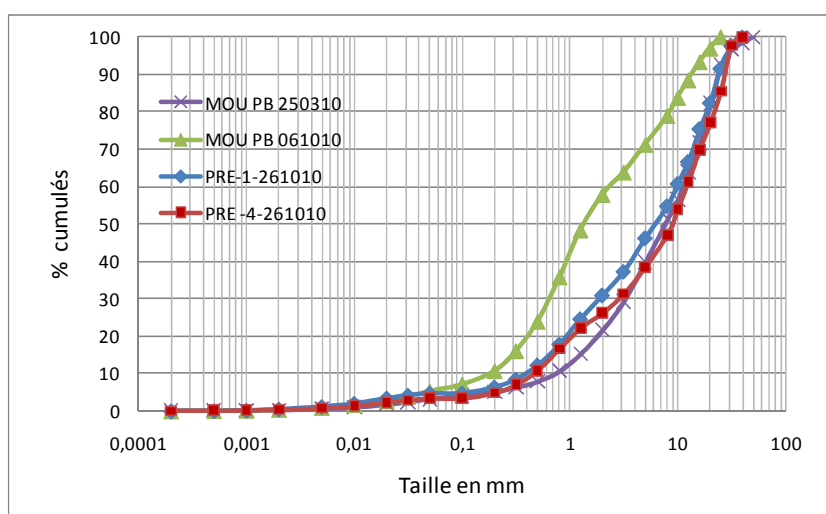


Figure 3.9 : Comparaison des courbes granulométriques des sédiments du Moulinet piégés (25/3/2010, 6/10/2010) et prélevés (26/10/2010).

Les courbes granulométriques des sédiments piégés et des sédiments prélevés au fond du cours d'eau sont presque les mêmes (Figure 3.9). Le fonctionnement de notre piège artificiel est donc assez comparable aux pièges naturels dans lesquels les sédiments forment des dépôts. Dans tous les cas, ces pièges ne sont pas parfaits, ils ne conservent pas tous les sédiments transportés et les courbes granulométriques observées ne permettent pas d'avoir une mesure des proportions exactes des fractions transportées dans le cours d'eau.

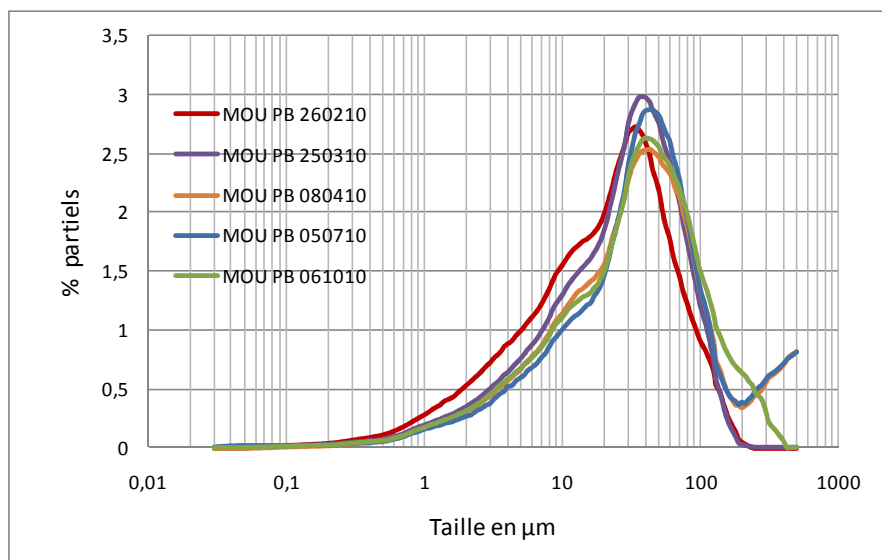


Figure 3.10: Courbes granulométriques des distributions en volume de la fraction fine (<500 microns) des échantillons piégés durant des crues (26/2/10, 25/03/10 et 08/04/10, 05/07/10 et 06/10/10).

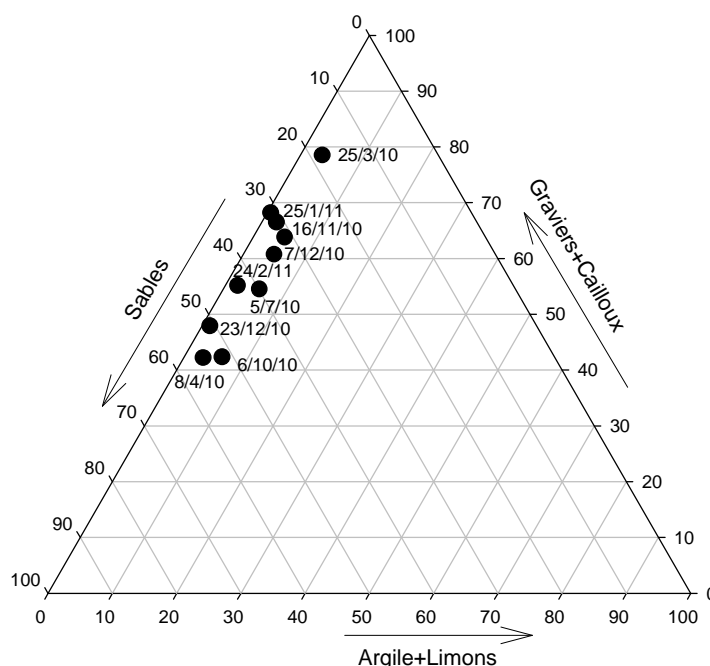


Figure 3.11 : Proportion des tailles granulométriques des sédiments piégés du Moulinet (26/2/10, 25/3/10, 8/4/10, 5/7/10, 6/10/10, 16/11/10, 7/12/10, 23/12/10, 25/1/11 et 24/2/11).

En revanche, pour les périodes sans crues, les sédiments piégés ont une granulométrie beaucoup plus fine, les limons, les sables fins et les argiles sont dans l'ordre d'importance décroissante (Figure 3.12). Nous observons que les sédiments piégés durant ces périodes sont plutôt des limons (> 84%) et sables fins (entre 12% et 20%), le taux des argiles est relativement faible (5% en moyen). Les grains médians des sédiments de cette période sont compris entre 0,03 mm et 2 mm, leur dispersion est très faible ($S_0 < 2,5$) et le classement s'effectue surtout dans la fraction grossière (S_k compris entre 0,7 et 0,9).

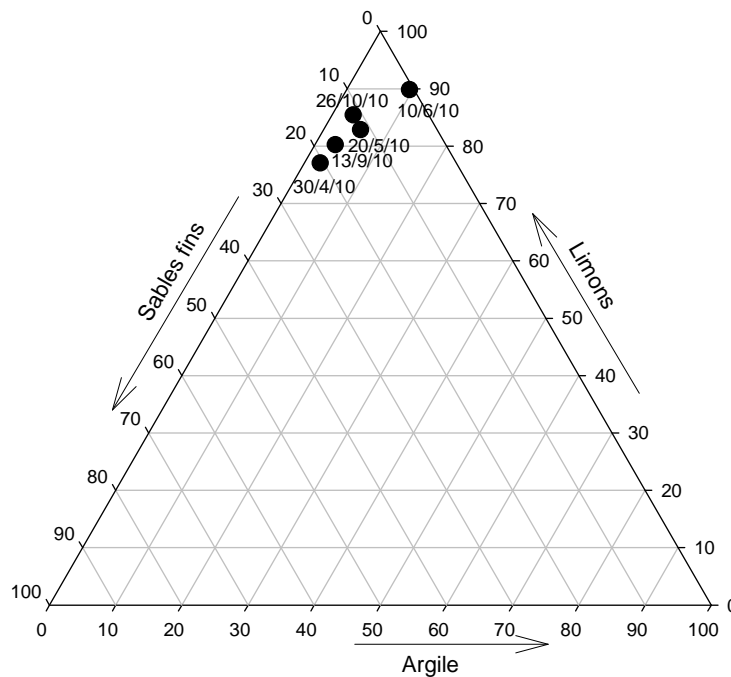


Figure 3.12 : Proportion des tailles granulométriques des sédiments piégés du Moulinet (30/4/10, 20/5/10, 10/6/10, 13/9/10 et 26/10/10) en période hors crue.

Pour toute la période d'étude, nous trouvons que le grain moyen des sédiments piégés dans le bac sans nid d'abeilles (PB) est compris entre 0,015 mm et 8 mm. Néanmoins il ne faut pas oublier que la détermination d'un diamètre moyen ou médian à partir des sédiments piégés est fortement influencée par l'efficacité de piégeage décroissante avec le diamètre des particules. Ainsi le diamètre moyen réel des sédiments charriés doit être plus faible que celui mesuré. Inversement l'efficacité de ce type de piège devient excellente pour les plus grosses particules pour lesquelles le frottement fluide a à peine dépassé le seuil de mise en mouvement. Une fois ces particules piégées et donc "abritées" dans le piège, ce seuil est fatalement plus élevé. C'est la raison pour laquelle la quantification des phénomènes de transport par charriage s'intéressera essentiellement aux plus grosses particules piégées à travers d_{90} et d_{max} .

L'une des conclusions principales de cette étude granulométrique est de pouvoir définir la gamme de sédiments transportés par charriage au fond de la rivière. La figure 3.13 représente une courbe granulométrique moyenne construite à partir de tous les sédiments piégés. Les mesures sur les sédiments prélevés au fond du cours d'eau permettent de

caractériser les diamètres de sédiments pour lesquels un stock important existe. Ce stock permet un flux de transport par charriage non nul sur un lit globalement pauvre en sédiments. L'étude de ce transport de fond permet la détermination du seuil de mobilisation des sédiments de fond avec les conséquences prévisibles de relargage de MES.

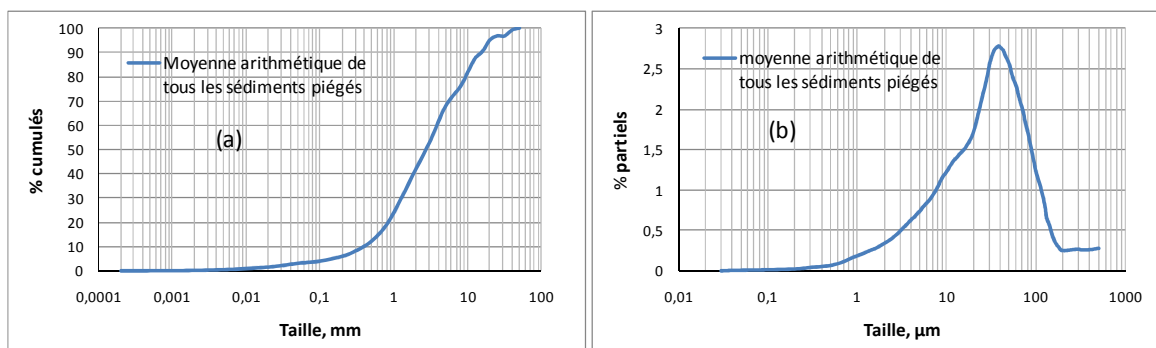


Figure 3.13 : Courbe granulométrique moyenne de tous les sédiments piégés : courbe cumulée (a) ; courbe partielle (b) ($< 500 \mu\text{m}$).

La comparaison des granulométries des sédiments prélevés (Figure 3.7) et des sédiments piégés (Figure 3.13), montre la même gamme de diamètre de grain. Il est donc naturel de penser que les sédiments piégés proviennent des stocks en amont de la station d'étude.

3.3 Mesure et influence de la matière organique

En général, les teneurs en matière organique des sédiments piégés du Moulinet pour les périodes étudiées sont comprises entre 2 % et 16,6 %. Nous observons que le pourcentage de matière organique est remarquablement élevé pour la période du mois d'avril au mois de juin. A cette période il pourrait s'agir de sédiments biogènes.

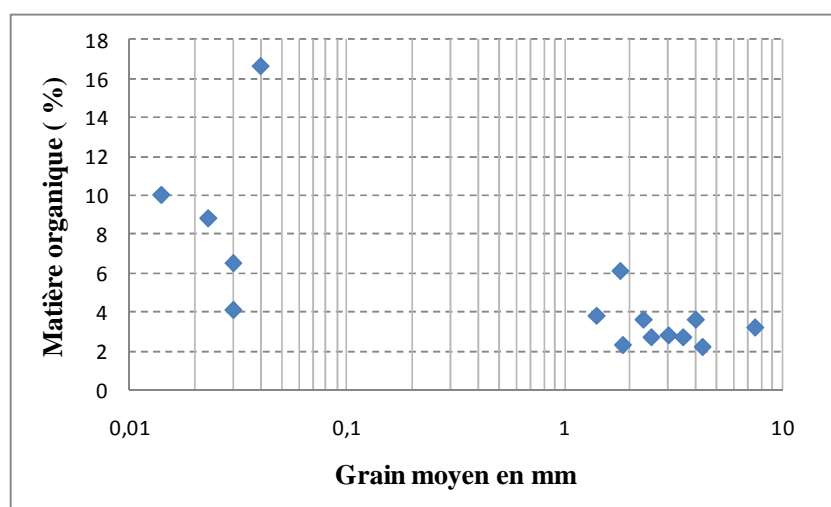


Figure 3.14 : Pourcentage de matière organique des sédiments piégés du Moulinet

La matière organique dans ce cours d'eau peut aussi être liée à des apports allochtones de feuilles à l'automne et à des apports de la surface des parcelles agricoles par ruissellement. Cette teneur en matière organique suit une règle : plus les sédiments sont fins, plus le pourcentage de matière organique est élevé (Figure 3.14). Sur ce graphe, nous pouvons déjà discerner deux familles de points : ceux correspondant à une période où une crue importante a eu lieu avec charriage de matériau grossier et un taux de matière organique faible ; et ceux pour lesquels seul un transport en suspension de matériau fin a eu lieu avec un taux important de matière organique. Ce lien avec les crues sera détaillé dans le paragraphe suivant.

Afin d'étudier l'influence de ces matières organiques sur la granulométrie, les granulométries laser (après avoir attaqué les matières organiques) ont été comparées à celles réalisées sur les échantillons non traités.

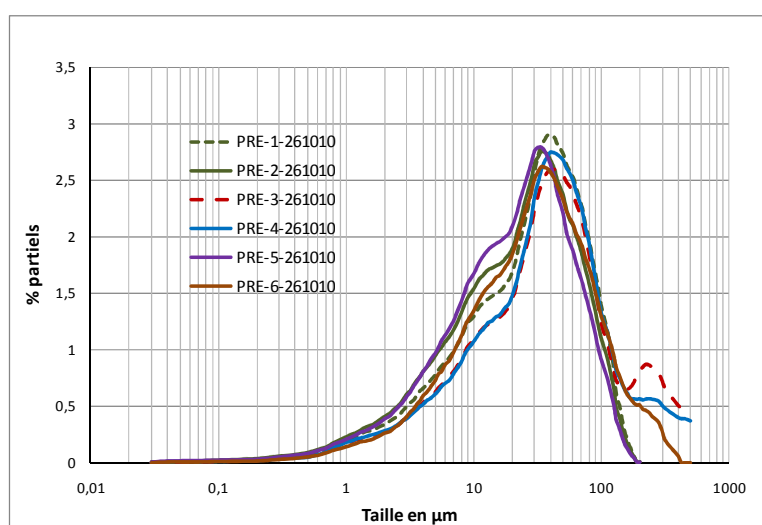


Figure 3.15 : Courbes granulométriques partielles volumiques de la fraction fine (<500 microns) des échantillons prélevés (avec matières organiques) le 26/10/2010.

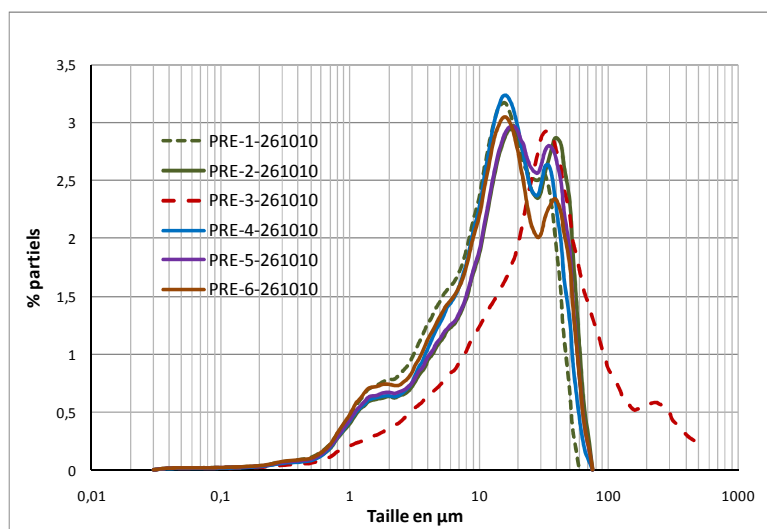


Figure 3.16: Courbes granulométriques partielles volumiques de la fraction fine (<500 microns) des échantillons prélevés (sans matière organique) le 26/10/2010

On remarque la formation d'un premier pic à 15 μm aux points (PRE-1, (PRE-2, PRE-4, PRE-5 et PRE-6) et un deuxième pic plus resserré autour d'un diamètre moyen que dans le cas où la matière organique n'est pas éliminée (Figure 3.15 et 3.16). Aussi, le diamètre moyen des sédiments non traités est plus grand de 1,5 à 2 fois à celui des sédiments sans matière organique.

3.4 Seuil théorique de mise en mouvement

La quantification du début d'entraînement des particules dans les cours d'eau est un sujet qui a été étudié depuis longtemps par de nombreux scientifiques, par exemple, Hjulstrom, Neill et Shields-Yalin (Graf, 2000). Dans ce travail, nous utilisons le critère développé par Shields-Yalin. Le seuil de mouvement est classiquement caractérisé par la contrainte réduite de cisaillement nécessaire pour mettre en mouvement les particules du lit τ_{cr}^* . Cette contrainte réduite a été donnée à la courbe de Shields-Yalin (Figure 3.4). Selon le résultat de l'analyse granulométrique des sédiments piégés du Moulinet, nous trouvons le diamètre médian (d_{50}) pour tous les sédiments piégés égal à 3 mm (Figure 3.13), cette valeur correspond à un diamètre réduit ($d_* = 70$). A partir de la section 2.3.4, nous obtenons le seuil $\tau_{cr}^* = 0.052$. La cohérence de cette valeur à nos mesures expérimentales est démontrée dans la section suivante.

3.5 Analyse des mesures de mobilisation des particules

Le résumé des calculs pour toutes les périodes de piégeage (entre le 3/02/2010 et le 24/02/2011) est présenté dans le tableau 3.4, avec pour chaque période des données mesurées de débit maximal et de vitesse maximale d'écoulement. Selon ce tableau, nous constatons que la valeur minimale des vitesses maximales mesurées est de 0,5 m/s (50 cm/s) correspondant à un débit de 41 l/s (26/10/2010). Le diamètre médian, d_{50} , des sédiments piégés durant les différentes périodes d'étude du Moulinet est compris entre 0,015 mm et 8 mm (Tableau 3.4).

Nous avons placé les différents points correspondant aux sédiments piégés et prélevés au fond du cours d'eau sur le diagramme de Shields (Figure 3.17). Pour certaines périodes les particules piégées étaient peu nombreuses et fines. Les points correspondants (Losange plein vert) calculés sur la base du diamètre d_{90} sont interprétés comme du transport par suspension. En utilisant les diamètres des sédiments prélevés plus grossiers et non transportés, il est possible de placer des points correspondant à une absence de transport (points rond orange et triangle violet vide). Par contre, pour les périodes de transport important nous avons déterminé des points en utilisant le diamètre d_{50} des sédiments piégés (étoile rouge). Afin de mieux caractériser le seuil de transport nous avons recalculé ces points en utilisant le diamètre d_{90} des sédiments piégés (Losange plein bordeaux).

Tableau 3.4 : Synthèse des paramètres contrôlant le transport solide du cours d'eau Moulinet pendant la période de piégeage entre février 2010 et février 2011.

Période	V _{max} m/s	H m	Q _{max} m ³ /s	d _{max} mm	τ _{max} N/m ²	τ* _{max}	d* _{max}	d ₉₀ mm	τ* _{max90}	d* ₉₀	d ₅₀ mm	τ* _{max50}	d* ₅₀	τ* _{cr}
3/2-26/2/10	1,1	0,299	0,306	25	17,53	0,043	560	18	0,060	403	3,8	0,285	85	0,052
26/2-25/3/10	1,12	0,325	0,337	50	18,04	0,022	1120	21	0,053	470	7,8	0,143	175	0,055
25/3-8/4/10	0,86	0,233	0,178	5	13,21	0,163	126	4	0,204	90	1,87	0,436	42	0,047
8/4-30/4/10	0,57	0,146	0,069	0,2	8,03	2,480	5	0,1	4,959	2	0,04	12,398	1	0,107
30/4-20/5/10	0,5	0,117	0,049	0,2	7,07	2,183	5	0,1	4,366	2	0,022	19,848	0	0,113
20/5-10/6/10	0,5	0,11	0,046	0,1	7,79	4,814	3	0,05	9,629	1	0,016	31,060	0	0,226
10/6-5/7/10	1,07	0,28	0,273	25	17,25	0,043	560	15	0,071	336	2,7	0,395	60	0,053
5/7-13/9/10	0,54	0,12	0,054	0,2	7,66	2,366	5	0,1	4,732	2	0,031	15,138	1	0,114
13/9-6/10/10	0,87	0,32	0,254	25	11,81	0,029	560	13	0,056	291	1,3	0,561	29	0,055
6/10-26/10/10	0,5	0,1	0,041	0,7	7,43	0,656	18	0,06	7,654	1	0,033	13,916	1	0,113
26/10-16/11/10	1,12	0,409	0,433	40	18,17	0,028	896	17	0,066	381	4,6	0,244	103	0,055
16/11-7/12/10	0,77	0,335	0,246	20	11,00	0,034	448	12	0,057	269	3,0	0,227	67	0,053
7/12-23/12/10	0,84	0,279	0,205	12,5	10,91	0,054	280	12	0,079	190	1,9	0,355	43	0,051
23/12-25/1/11	0,89	0,319	0,262	20	11,52	0,036	448	12	0,059	269	3,6	0,198	81	0,053
25/1-24/2/11	0,82	0,224	0,170	20	11,09	0,034	448	12	0,058	267	3,4	0,202	76	0,052

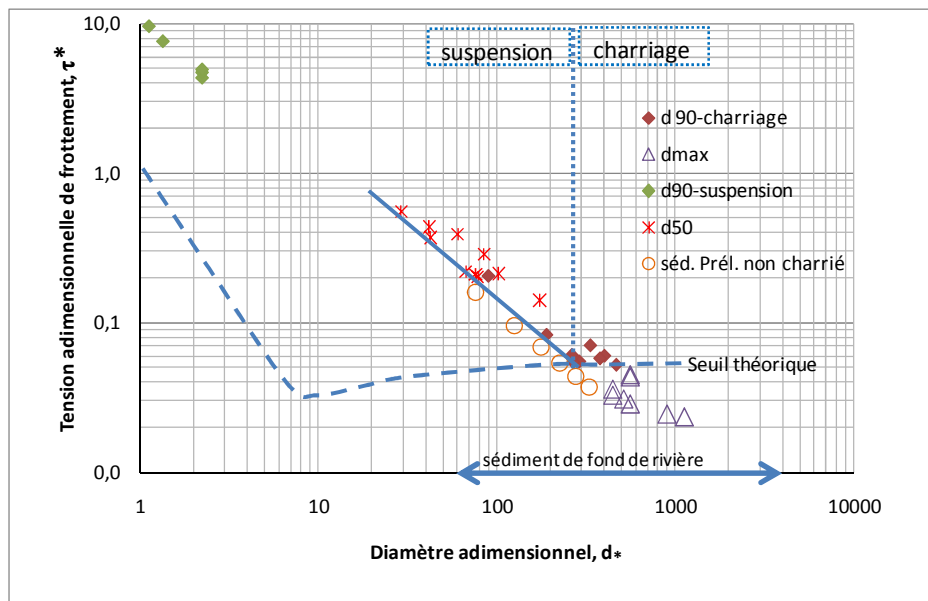


Figure 3.17 : Shields ou tension réduite de frottement, τ^* , en fonction du diamètre réduit du granulat, d^* , calculé sur le diamètre d_{50} ou d_{90} ou d_{\max} du sédiment piégé et d_{grossier} du sédiment prélevé.

La figure 3.17 montre, dans le cas du transport important de matériaux grossiers, que le frottement critique du transport par charriage est de 0,052 pour des diamètres réduits entre 200 et 2000. Cette valeur est encadrée par la valeur obtenue en utilisant d_{90} avec le charriage. Elle est aussi calculée avec un diamètre de sédiments le plus grossier non transporté pendant les périodes où seule la suspension a eu lieu. Cela correspond à la limite du transport par charriage. Nous remarquons que pour des $d^* < 200$, il n'y a pas de charriage pour des τ^* supérieur à 0,1, ce qui indique que pour $d^* < 200$ le transport ne se fait plus par ce mode de charriage.

Pour les périodes où peu de sédiments ont été piégés, le diamètre d^* basé sur d_{90} est inférieur à 2 ($d_{90} < 60 \mu\text{m}$). La quantité très faible de sédiments piégés nous dit qu'il n'y a pas eu charriage. Ces points (Losange plein vert) correspondent à une limite de transport par suspension dont le frottement critique dépend fortement de d^* . La valeur assez élevée du nombre de Shields renforce l'idée que ce sédiment n'a pas été "charrié", mais plutôt transporté par suspension même si la distinction entre ces deux modes de transport n'est pas parfaite.

Nous avons décidé de considérer que pour les diamètres, d^* , plus petits que 200, le transport commence à être du type suspension-saltation. En effet, dans cette figure et à partir de l'analyse des résultats de calculs avec d_{\max} , d^*_{\max} et τ^*_{\max} (Tableau 3.4), les points correspondent aux valeurs de débit maximum enregistré sur la période de piégeage (1 à 2 semaine). Le diamètre de référence utilisé pour ces points est soit le d_{50} soit le d_{90} de la granulométrie des sédiments piégés. Pour les sédiments "grossiers" correspondant à un

$d_* > 200$, la limite de transport ou non correspond presque exactement à la valeur du diagramme de Shields.

3.6 Flux solide grossier transporté par charriage

Considérant que notre piège n'est efficace que pour la fraction la plus grossière de sédiments piégés, nous n'étudions donc que les sédiments grossiers **dont les particules ont un diamètre supérieur à d_{90}** . Dans notre étude la mesure du débit solide charrié a été réalisée par la méthode du piège pour une période d'une année hydrologique (3/02/2010-24/02/2011). Nous présentons ici uniquement les résultats concernant les sédiments piégés dans le bac sans nid d'abeilles (PB).

Le résultat de la détermination du débit solide volumique maximal transporté par unité de largeur et par unité de temps, q_{sbmax} , selon la formule de *Meyer-Peter et al*, est présenté dans le tableau 3.5. Ce résultat est obtenu en ne considérant que la fraction de diamètre supérieur à d_{90} et en utilisant donc d_{90} dans la loi théorique (Equation 3.3). Pour la période d'étude, nous observons que ce débit solide volumique maximal transporté est assez faible (compris entre $3,37 \cdot 10^{-6}$ et $6,19 \cdot 10^{-5} \text{ m}^3/\text{m/s}$).

Tableau 3.5 : Résumé du calcul de flux solide charrié pendant les crues pour la fraction de diamètre supérieur à d_{90} .

Période	τ_{max} , N/m^2	d_{90} mm	Q_{max} l/s	q_{sbmax} calculé $\text{m}^3/\text{m/s}$	Flux solide calculé Q_s , kg
3/2-26/2/10	17,53	18	306	$2,84 \cdot 10^{-05}$	57
26/2-25/3/10	18,04	21	337	$1,36 \cdot 10^{-05}$	75
10/6/10-5/7/10	17,25	15	273	$2,51 \cdot 10^{-05}$	90
13/9/10-6/10/10	11,81	13	254	$8,1 \cdot 10^{-06}$	11
26/10-16/11/10	18,17	17	433	$6,19 \cdot 10^{-05}$	95
16/11/10-7/12/10	11,00	12	246	$3,37 \cdot 10^{-06}$	12
7/12/10-23/12/10	11,24	12	205	$3,38 \cdot 10^{-06}$	5
23/12/10-25/1/11	11,52	12	262	$1,39 \cdot 10^{-05}$	30
25/1/11-24/2/11	11,09	12	170	$2,05 \cdot 10^{-05}$	89

De toute évidence, le débit solide calculé avec la loi de *Meyer-Peter et al.*, ne considérant que la fraction de diamètre supérieur à d_{90} , permet de dire que le ruisseau du Moulinet transporte peu par charriage, les stocks de sédiments grossiers sont faibles ce qui correspond bien à nos observations de terrain.

Pour chaque période de prélèvement, le flux solide total Q_s [kg] est calculé par l'équation 3.8. Ce flux varie entre 5 et 95 kg selon la période de prélèvement du piège. Selon les résultats obtenus, nous observons que la masse solide calculée pour chaque période piégée dépend non seulement du débit d'eau maximal, mais elle dépend aussi de la durée des crues et de la disponibilité de sédiments stockés au fond du cours d'eau pendant la période étudiée

(Figure 3.18). Dans cette figure le flux solide (en rouge) est le produit du débit solide volumique par unité de largeur et par unité de temps [$\text{m}^3/\text{m}/\text{s}$] par la masse volumique de sédiment [kg/m^3], par la largeur du cours d'eau [m] et par la durée entre deux mesures de vitesse et de débit [s], ici 600 s.

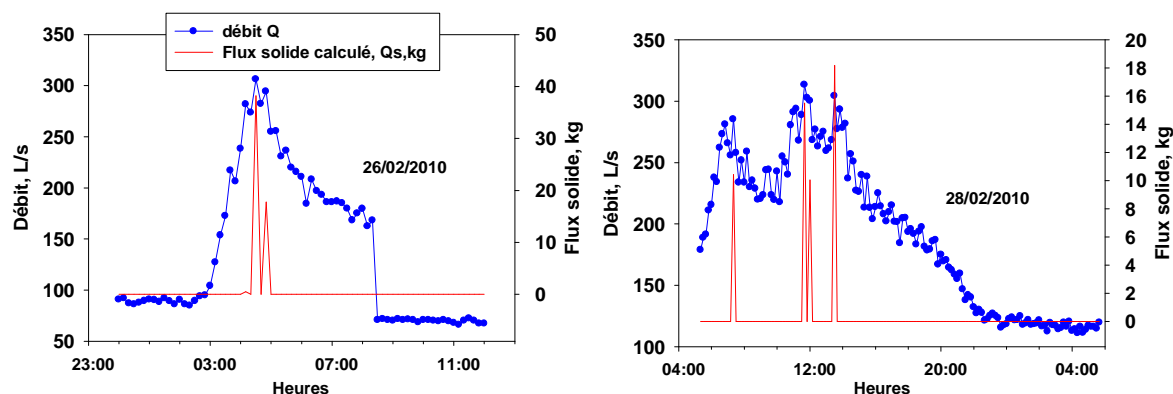


Figure 3.18 : Exemples de la série temporelle du flux solide calculé au Moulinet à l'échelle d'une crue pour la fraction de diamètre supérieur à d_{90} .

Selon les données piégées pour toute la période d'étude, nous trouvons que la relation entre le flux solide total piégé dans le bac sans nid d'abeilles et le débit maximal suit une loi de puissance (Figure 3.19) entre 2 et 3, loi classique dans la littérature. Cette figure montre que plus le débit d'eau est grand plus le flux solide transporté et charrié (piégé) est important.

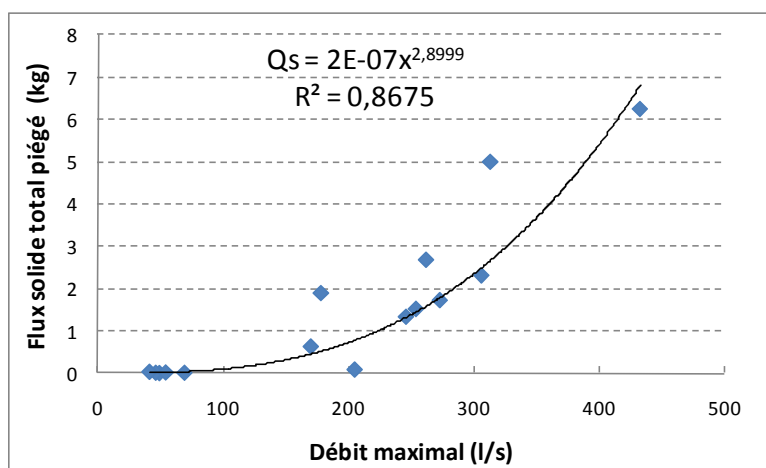


Figure 3.19 : Relation entre le débit maximal et la masse solide piégée du Moulinet.

3.7 Détermination du débit d'eau critique de mouvement

La relation entre le débit maximal et le niveau d'eau correspondant pour la période d'étude est présentée sur la figure 3.20 ci-après. Cette relation permet de prédire le débit d'eau du ruisseau Moulinet lorsque le niveau d'eau est connu et à l'inverse.

Pour le ruisseau étudié, le seuil de mouvement $\tau_{cr}^* = 0.052$, donc pour un diamètre moyen des sédiments transportés compris entre 8 mm et 10 mm ($200 < d^* < 300$), la valeur critique de frottement, τ_{cr} , est respectivement entre 7,5 et 11,3 N/m² (Equation 3.3). Le rayon hydraulique critique, R_{hcr} ($R_{hcr} = \text{Aire de section mouillée} / \text{Périmètre mouillé}$) est respectivement entre 0,043 et 0,064 m (Equation 3.4). D'où la hauteur d'eau critique est entre 0,15 et 0,18 m. Alors, selon la relation entre le débit d'eau maximal et la hauteur d'eau (Figure 3.20), le débit critique correspondant à cette hauteur critique est respectivement entre 0,075 et 0,120 m³/s.

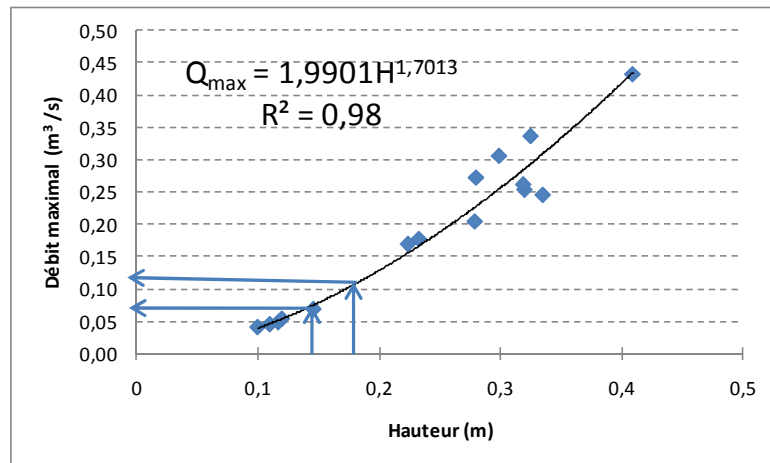


Figure 3.20 : Relation entre le débit maximal et la hauteur d'eau mesurés

4. Conclusion

Les prélèvements de sédiments ont été faits près de la berge, au milieu du fond et à la jonction avec l'affluent du Moulinet ainsi qu'en amont et en aval de la station de mesure. Les résultats des analyses granulométriques montrent que les sédiments du fond du Moulinet sont constitués plutôt de graviers, de sables grossiers et avec un faible pourcentage de cailloux. Les sables fins et les limons composent un taux assez faible. Le pourcentage d'argile dans ces sédiments est négligeable. Les grains médians d_{50} des échantillons prélevés sont respectivement de 0,6 mm à 10 mm (Figure 3.7).

Les sédiments piégés dans le bac sans nid d'abeilles proviennent vraisemblablement des sédiments du fond du Moulinet. Les sables (fins et grossiers) composent le plus grand pourcentage du matériau, suivis des graviers, des limons, avec un faible taux de cailloux et d'argile. Pour la période intégrant des crues (du mois de novembre au mois de mars) les sédiments piégés ont un pourcentage élevé de sables et de graviers. En revanche, pour la période sans crue les sédiments piégés ont une granulométrie beaucoup plus fine, composés par ordre d'importance décroissante de limons, sables fins et argiles. Cette granulométrie plus fine correspond aux observations de terrain.

Pour la période étudiée, les teneurs en matière organique des sédiments piégés du Moulinet sont comprises entre 2 % et 16,6 %. Elles sont remarquablement élevées entre avril

et juin. Cette teneur en matière organique suit une règle : plus les sédiments sont fins, plus le pourcentage de matière organique est élevé. Ce taux est un peu plus faible que celui des MES qui ont un pourcentage moyen de 16%.

La masse des sédiments piégés est bien corrélée au débit maximal mesuré pendant chaque période séparant les recueils des pièges. Cette relation suit une loi en puissance.

Par ailleurs, nous avons trouvé que la masse solide calculée en ne considérant que la fraction de diamètre supérieur à d_{90} , pour chaque période de piégeage, dépend non seulement du débit d'eau maximal, mais également de la durée des crues et du stock de sédiments disponible au fond du cours d'eau pendant la période étudiée.

Nous avons calculé le frottement maximal qui correspond au diamètre d_{90} en considérant qu'il représente le critère de mobilisation critique des sédiments du fond. Nous avons trouvé que, pour ce ruisseau, la tension réduite de frottement critique de Shields, τ_{*cr} , est de 0,052. A noter que ce seuil critique se situe dans la gamme publiée dans la littérature.

Sur le Moulinet, les sédiments de diamètre médian, d_{50} , de 8 mm sont transportés par charriage et saltation par le courant pour une valeur critique (minimale) du débit de 75 l/s. Pour ce débit les particules de diamètre inférieur à 8 mm sont susceptibles d'être mises en mouvement et les particules de diamètre inférieur à 60 μ m sont clairement transportées en suspension.

A cause des conditions hydrologiques, géologiques et climatiques d'un site d'étude donné, il est extrêmement difficile de trouver avec précision la relation entre la masse solide transportée in situ et celle calculée par les différentes formules classiques. L'analyse du flux solide piégé dans le bac avec le nid d'abeilles (GB) est une des perspectives de cette recherche. En effet le nid d'abeille permet de piéger presque parfaitement les particules plus petites que 8 mm. Ces mesures réalisées permettent de mesurer assez précisément le flux vertical descendant de sédiment transporté par suspension-saltation avec ou sans charriage.

Références

- Einstein H A, 1950. *The bed load function for sediment transportation in open channel flow*. US. Dept. Agr., Soil Conserv. Service, TB. N0. 1026, Washington, USA.
- Englund F and Hansen E, 1967. A monograph on sediment transport in alluvial streams (Ed.T.Vorlag).
- Graf W H, Altinakar M S, 2000. *Hydraulique Fluviale; Ecoulement et phénomènes de transport dans les canaux à géométrie simple*. V.16. Presses Polytechniques et Universitaires Romandes, 627 p.
- Graf W H, Altinakar M S, 1996. *Hydraulique fluvial –Ecoulement non permanent et phénomène de transport*. Tome 2, 378 p.
- Khorram S and Ergil M, 2010. Most influential parameters for the bed-load sediment flux equation used in alluvial rivers. *Journal of the American Water Resources Association (JAWRA)*: 46(6), 1065-1090
- Langevin C, Minoux L, L'Homer A, Lautridou J P, Dassibat C, Verron G, 1984. Carte géologique d'Avranches à 1/50 000 et notice explicative. Editions du BRGM.
- Lauffer H and Sommer N, 1982. Studies on sediment transport in mountain stream of the Eastern Alps. 14th International Congress on Dam, Rio de Janeiro, 431-453
- Le Calvez L, 1979. Genèse des formations limoneuses de Bretagne Centrale : essai de modélisation. Thèse Université de Rennes, 213 p.
- Lefrançois J, 2007. Dynamique et origines des matières en suspension sur petits bassins versants agricoles sur schiste. Thèse Université de Rennes 1, 260 p.
- Meyer-Peter E, Müller R, 1948. Formulas for bed-load transport. In: *Proceeding of the International Association for Hydraulic Research*, 2nd meeting, Stockholm, Sweden, 39-64.
- Miglio A, Gaudio R, Calomino F, 2009. Mobile-bed aggradations and degradation in a narrow flume: laboratory experiments and numerical simulations. *Journal of Hydro-environment Research*, 3, 9 – 19.
- Stott T A and Mount N, 2004. Plantation forestry impact on sediment yields and downstream channel dynamics in the UK. *Prog. Phys. Geogr.*, 28, 197-240.
- Trask P D, 1930. Mechanical analysis of sediments by centrifuge. *Economic Geology*, 25, 581-599.
- Walling D E, Collins A L, Stroud R W, 2008. The catchment sediment budget as a management tool. *Environ. Sci. Pol*, 11, 136-143.

Chapitre IV

RELATION ENTRE TURBIDITE ET CONCENTRATION DES M.E.S EN FONCTION DE LEUR GRANULOMETRIE

1. Introduction

La **turbidité** désigne la teneur d'un liquide en matières qui le troublent. Dans les cours d'eau elle est généralement causée par la présence de diverses matières en suspension (MES), organiques ou minérales, particules colloïdales ou limons, argiles, micro-organismes, qui absorbent, diffusent ou réfléchissent la lumière. Elle peut aussi être liée à une coloration de l'eau due aux composés organiques solubles comme les acides humiques

Pour les organismes aquatiques, les impacts d'une turbidité due à des matières en suspension sont très différents de ceux dus à une simple coloration de l'eau par les acides humiques. Les eaux colorées limitent la pénétration des rayons lumineux nécessaires à la photosynthèse, et la pénétration des rayons UV qui empêchent le développement de certains microorganismes pathogènes (Kirk, 1994). Par contre, les eaux chargées en MES sont responsables de la dégradation des écosystèmes aquatiques et de leurs ressources piscicoles. En particulier le colmatage des frayères par les particules fines, et l'hypoxie associée, est responsable de la diminution des populations de Salmonidés (Greig *et al.*, 2005). D'autres travaux pointent une détérioration physique des branchies par les matières en suspension ou des comportements de stress chez les organismes aquatiques (Lake and Hinch, 1999). Les forts courants avec une importante concentration en MES au cours des crues peuvent arracher les macrophytes et les algues attachées au fond du cours d'eau (Bilotta & Brazier, 2008). Enfin les polluants adsorbés sur les MES (pesticides, herbicides, métaux lourds) dégradent la santé des organismes à travers la chaîne alimentaire. Bilotta & Brazier (2008) soulignent que les effets de la turbidité de l'eau et des concentrations de MES sur la vie aquatique sont liés à des mécanismes très variés, qui nécessitent de disposer d'informations plus précises sur la taille des particules et leur composition chimique.

Enfin, la turbidité est l'un des principaux paramètres de détermination de la qualité de l'eau potable. En effet, la clarté et la transparence de l'eau sont l'image d'une haute qualité de l'eau pour la plupart des personnes et pour tous les usages industriels.

Le principe de la mesure de turbidité est basé sur l'interaction entre une onde lumineuse incidente et les particules en suspension engendrant principalement des phénomènes de diffusion, réflexion, absorption et réfraction. Parmi les méthodes de mesure de la turbidité de l'eau, deux d'entre elles sont les plus utilisées, et sont de plus en plus normalisées : la néphélométrie qui est la mesure de l'intensité de la lumière incidente diffusée avec un angle de 90° par rapport à la lumière incidente et l'opacimétrie qui est la mesure de

l'atténuation de la radiation incidente. C'est cette dernière méthode que nous utilisons et dont nous allons rappeler ici le principe : les particules en suspension dans un liquide absorbent et diffusent la lumière, ce qui réduit la transmission rectiligne de la lumière en rendant le fluide partiellement opaque à la transmission directe. Lorsque l'absorption propre du liquide est négligeable, le rapport entre l'intensité incidente et l'intensité transmise permet de connaître le nombre de particules en suspension. Cependant l'opacité dépend, outre du nombre de particules, de leur taille, de leur constitution et de l'épaisseur du liquide traversé (Pelletier, 2009).

Le principe de la mesure de turbidité est basé sur la loi de Beer-Lambert, présenté par Ward *et al.*, (1980) sous la forme suivante :

$$I = I_0 \exp\left(\frac{-bLK}{\rho d} c\right) \quad (4.1)$$

Avec : I – intensité transmise (W/Sr) ;

I_0 – intensité du faisceau incident (W/Sr) ;

b – facteur de forme (1,5 pour des particules sphériques) ;

L- longueur du trajet du faisceau (m) ;

K – coefficient d'extinction (fonction de la taille des particules, proche de 1 pour les particules supérieures à 4 μm d'après Ward (1980)) ;

ρ - densité des particules (kg/m^3) ;

d – diamètre des particules (m) ;

c – concentration volumique des particules (kg/m^3) ;

Pour les plus fortes concentrations de MES (supérieures à 800 mg/l), la réduction du signal lumineux n'est pas directement proportionnelle à c, à cause des effets d'ombrage causés par les particules situées les unes devant les autres. L'équation 5.1 devient alors (Ward *et al.*, 1980) :

$$I = I_0 \exp\left(\frac{-bLK}{\rho d} c^n\right) \quad (4.2)$$

En pratique, Clifford *et al.* (1995) simplifient cette équation pour définir la sensibilité, s , du turbidimètre. Cette sensibilité est inversement proportionnelle au diamètre des particules :

$$s = \frac{I_0}{I} \frac{1}{c} = \frac{k}{d} \quad (4.3)$$

k est une constante empirique. L'équation 4.3 désigne clairement la taille des particules comme un facteur important de la sensibilité du turbidimètre.

En reprenant le formalisme des équations précédentes, cela revient à écrire :

$$I = \frac{I_0}{c s} = \frac{I_0}{c} \frac{d}{k} \quad (4.4)$$

En général, la mesure de la turbidité dépend du type de turbidimètre. Par exemple, les turbidimètres qui utilisent les rayonnements infrarouges ne sont pas affectés par l'absorbance des particules organiques dissoutes, tandis que les turbidimètres qui utilisent la lumière visible sont plus sensibles aux particules fines (Gippel, 1989).

La mesure de turbidité utilisée pour quantifier les concentrations de MES est une alternative intéressante à la méthode directe par prélèvement d'eau, filtration et pesée. Elle est de plus en plus utilisée depuis quelques décennies aussi bien au laboratoire (Ward *et al.*, 1980 ; Gippel, 1989), que dans les eaux naturelles, lacs, étangs et cours d'eau (Wass *et al.*, 1999 ; Pfannkuche and Schmidt, 2003 ; Minella *et al.*, 2008 ; Jastram *et al.*, 2010 ; Loperfido *et al.*, 2010 ; Gentile, 2010), et aussi dans les applications industrielles ou les eaux usées. Elle permet l'acquisition de données à haute fréquence temporelle, ainsi que la possibilité de les enregistrer sous forme numérique. Son coût est relativement onéreux à l'achat et à l'installation, mais est ensuite relativement faible.

Cependant, de nombreux travaux ont montré que l'estimation des concentrations de MES à partir de la mesure de la turbidité est affectée de nombreuses incertitudes :

- Celles-ci sont liées à la couleur de l'eau, ainsi qu'à la forme, la composition et surtout la taille des particules (Gippel, 1988 ; Gippel, 1989 ; Clifford *et al.*, 1995 ; Pfannkuche et Schmidt, 2003). Ceci implique de réaliser un étalonnage spécifique du turbidimètre dans les conditions du milieu où il est installé.
- Pour un même matériel expérimental, la réponse du turbidimètre n'est pas strictement proportionnelle à la concentration des MES. La courbe de calibration décrit une sigmoïde avec une faible sensibilité pour les faibles concentrations et au-delà d'une concentration maximum pour laquelle l'appareil sature (Clifford *et al.*, 1995).
- Enfin Clifford *et al.* (1995), mettent en doute le bon comportement des turbidimètres lors des rapides variations du flux de MES, associées aux régimes hydrauliques turbulents. En effet dans ce cas les fluctuations rapides du transport s'accompagnent de variations dans la taille des particules transportées et de présence de bulles d'air qui peuvent altérer la mesure de turbidité.

Dans notre travail, nous avons rencontré ce problème d'incertitude sur l'estimation des concentrations de MES à partir de la turbidité, en réalisant l'étalonnage *in situ* du turbidimètre. La relation d'étalonnage montre en effet une grande variabilité lorsqu'on cherche à corrélérer la turbidité enregistrée dans le cours d'eau et la concentration en MES d'un échantillon d'eau prélevé simultanément. Cette variabilité apparaît particulièrement forte au cours des crues, ce qui pose un problème lorsque l'on souhaite étudier la dynamique des MES à cette échelle temporelle.

L'objectif de ce chapitre est donc d'expliquer la variabilité de la relation [MES] – turbidité observée in situ en deux étapes : (1) en approfondissant l'interprétation de la turbidité obtenue avec l'appareil de mesure utilisé par des expérimentations au laboratoire. Nous nous sommes surtout focalisés sur l'effet de la taille des particules, qui semble être le facteur de variation dominant ; (2) en cherchant à identifier au cours des crues le rôle de la taille des particules sur la turbidité. Un résultat attendu était d'utiliser en retour les variations au cours du temps de la relation entre [MES] et turbidité, deux grandeurs facilement mesurables, pour en déduire des évolutions temporelles de la taille et de la nature des particules, en lien avec leurs origines.

2. Matériels et méthodes

2.1 Matériels

Le turbidimètre utilisé au laboratoire et dans le cours d'eau est du type trans-TU Ponsel (Figure 4.1 a). Cet appareil mesure les turbidités dans une gamme de 0 à 2000 FTU (Formazine Turbidity Unit). L'appareil mesure la turbidité en quantifiant l'atténuation d'un signal lumineux entre un faisceau incident et un photorécepteur, distants de 20 mm. Le signal lumineux utilisé a une longueur d'onde de 880 nm et appartient donc au domaine infrarouge. Le turbidimètre n'est donc pas sensible aux variations de la lumière naturelle, en particulier entre le jour et la nuit s'il est suffisamment immergé.

Un turbidimètre de ce type a été installé à la station de mesures sur le Moulinet, depuis mars 2003. La sonde du turbidimètre est suspendue dans l'eau et fixée à un portique qui enjambe le cours d'eau. Sa position peut être réglée en fonction de la profondeur de la colonne d'eau (Figure 2.9). La mesure de turbidité s'effectue toutes les 10 minutes. Elle est obtenue à partir d'une moyenne sur les 10 dernières secondes (1 mesure par seconde) pour permettre une sauvegarde plus importante.

L'étalonnage du turbidimètre utilisé est effectué en laboratoire avec une solution de Formazine (NF EN ISO 7027). Pour le turbidimètre utilisé in situ, une deuxième courbe d'étalonnage est nécessaire pour ajuster les valeurs de turbidité à des concentrations réelles de matières en suspension. Pour cela, des prélèvements d'échantillons d'eau sont réalisés dans diverses conditions hydrologiques, pendant les crues et hors crue, et les concentrations de MES sont mesurées dans ces échantillons par filtration puis par pesée (cf chapitre II).

Le granulomètre laser CILAS 1180 (Figure 4.1b) a servi à analyser la granulométrie des particules de taille inférieure à 500 μm issues des matériaux expérimentaux et des MES prélevées in situ.

Le granulomètre laser fournit la distribution granulométrique cumulée jusqu'à 100% de l'échantillon analysé, en fonction du diamètre des particules. Plus précisément il s'agit en général de la probabilité cumulée de la distribution en volume, $Q_3(x)$, de particules tirées au hasard présentant un diamètre inférieur à x . Les résultats peuvent aussi être exprimés par la

courbe cumulée de la distribution en surface, $Q_2(x)$, ou en nombre $Q_0(x)$, probabilité cumulée d'avoir une surface ou un nombre de particules tirées au hasard présentant un diamètre inférieur à x .

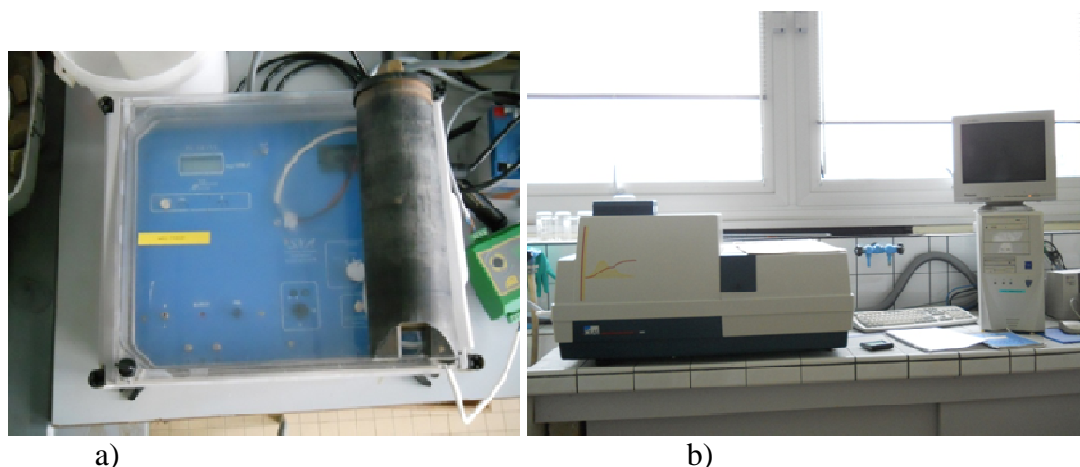


Figure 4.1 : Appareils utilisés : a) Turbidimètre Ponsel, b) granulomètre laser

2.2 Expérimentations au laboratoire

Différentes expérimentations ont été réalisées pour analyser la relation entre la turbidité d'une solution et sa concentration en MES, en faisant varier la taille granulométrique des particules. Ce travail a fait l'objet d'un stage de Master 2 (Nguyen, 2011).

2.2.1 Matériaux utilisés

Les matériaux utilisés sont issus des sédiments naturels du Moulinet. Ils sont de couleur brune (Figure 4.2), et ont été prélevés le 23/03/2011 à 60 m en amont de la station de mesures, dans une zone de dépôt.



Figure 4.2 : Sédiments du Moulinet

Les sédiments ont été séparés en différentes fractions granulométriques (Tableau 4.1) par tamisage et décantation. Le tamisage permet d'obtenir les fractions les plus grossières (supérieures à $40\ \mu\text{m}$), en utilisant des tamis AFNOR dont la taille des mailles est de $40\ \mu\text{m}$, $50\ \mu\text{m}$, $80\ \mu\text{m}$, $100\ \mu\text{m}$, $200\ \mu\text{m}$ et $315\ \mu\text{m}$. La décantation permet d'obtenir des fractions

plus fines (Figure 4.3). Le temps de décantation et la hauteur de chute pour une taille de grains donnée ont été déterminés en utilisant la loi de Stokes.

Tableau 4.1 : Fractions granulométriques en μm des matériaux expérimentaux

Sédiments							
0-5	5-20	20-50	0-40	0-50	80-100	100-200	200-315



Figure 4.3 : Obtention des fractions granulométriques fines pour les sédiments : à gauche avant décantation, à droite après décantation

2.2.2 Préparation des solutions et protocole de mesure

La turbidité a été mesurée sur des suspensions de concentration croissante en particules triées granulométriquement. Pour cela, chaque fraction granulométrique obtenue par tamisage ou décantation a été divisée en 20 échantillons de masse égale. La mesure de la turbidité est réalisée dans un seau noir contenant 6 litres d'eau distillée, dans laquelle sont ajoutés successivement ces 20 échantillons. Pour les fractions de taille inférieure à $5\ \mu\text{m}$, un dispersant, (l'hexamétophosphate de sodium), est utilisé pour éviter l'agrégation des particules. Lors de la mesure de turbidité, la solution est agitée à 817 tours /mn pour des tailles de particules inférieures à $100\ \mu\text{m}$ et à 900 tours /mn pour des particules supérieures à $100\ \mu\text{m}$.

Outre ces mesures de turbidité réalisées avec des fractions granulométriques mono-dispersées (ou unimodales) (Tableau 4.1). Nous avons testé l'influence d'une distribution granulométrique bi-dispersée (ou bimodale), en ajoutant à la suspension de particules de taille inférieure à $5\ \mu\text{m}$ des masses croissantes de particules de taille comprise entre 100 et $200\ \mu\text{m}$.

2.3 Observations in situ

2.3.1 Prélèvements au cours des crues

Sur le Moulinet des prélèvements d'eau au cours des crues ont été réalisés depuis octobre 2007 jusqu'en juillet 2011. Environ 47 prélèvements ont ainsi été effectués.

Les échantillons au cours des crues ont été obtenus à l'aide d'un préleveur automatique de la marque ISCO disposant de 24 flacons d'une contenance de 1 litre chacun. Le déclenchement du préleveur intervient pour un niveau du cours d'eau fixé arbitrairement en fonction du niveau hors crue. La fréquence des prélèvements varie de 10 minutes pour les cinq ou six premiers flacons, puis elle atteint 20, 30 ou 45 minutes pour les flacons suivants, pour tenter de prélever au mieux l'ensemble de la crue. Le volume des échantillons d'eau prélevés est fixé à 900 ml. Les concentrations en MES sont obtenues après filtration des échantillons, sous pression, à travers un filtre en cellulose de 0,45 µm. Le filtre est ensuite séché à 105°C pendant au moins 1 heure et la masse du résidu retenu sur le filtre est déterminée par pesée.

La crépine du préleveur est installée à proximité immédiate de la sonde du turbidimètre. Il est donc possible d'associer une valeur de turbidité à chaque concentration de MES des prélèvements. Le décalage de temps éventuel entre les deux mesures est corrigé par interpolation linéaire de la turbidité.

Pour un turbidimètre du même type que le nôtre (atténuation d'un signal lumineux émis dans l'infrarouge) Gippel (1995) suppose que la relation entre la turbidité et la concentration de MES est linéaire dès lors que le turbidimètre répond linéairement à la concentration des solutions standards, ce qui est le cas lors de notre étalonnage à la formazine. En considérant comme négligeable l'effet de la couleur de l'eau, on définit alors la turbidité spécifique T_s qui représente la sensibilité du turbidimètre à la concentration des MES.

$$T_s = \frac{T}{[MES]} \quad (4.5)$$

La turbidité spécifique T_s est le rapport entre la turbidité, T , enregistrée dans le cours d'eau et la concentration en MES de l'échantillon d'eau prélevé simultanément. Elle dépend essentiellement de la taille granulométrique des particules. L'unité de turbidité spécifique est FTU/(mg/l).

2.3.2 Analyse granulométrique des MES au cours des crues

La granulométrie et la teneur en matière organique des MES ont été mesurées sur les échantillons d'eau prélevés au cours d'une dizaine de crues entre janvier 2010 et juillet 2011. Pour disposer d'une quantité suffisante d'échantillons, deux préleveurs supplémentaires ont été utilisés permettant d'obtenir un volume d'échantillon prélevé de 1800 ml. La granulométrie et la teneur en matière organique des MES ont aussi été mesurées à différentes profondeurs dans la colonne d'eau.

Les échantillons d'eau prélevés sont mis à décanter dans des grands bocal pendant une période de 3 jours minimum. Après cette période l'eau surnageante est enlevée jusqu'à ce qu'il reste environ 150 à 200 ml. Deux protocoles différents sont alors utilisés pour analyser la granulométrie selon que l'on détruit ou non la matière organique.

2.3.2.1 Analyse granulométrique sans destruction de la matière organique

L'échantillon de 150 à 200 ml est agité soit manuellement ou avec l'aide d'un agitateur rotatif pendant 5 minutes pour homogénéiser le mélange. Il est introduit dans la cuve du granulomètre laser CILAS 1180. Une mesure de concentration est réalisée pour vérifier si celle-ci est correcte, la concentration doit être comprise entre 100 et 200 mg/l pour une contenance de la cuve de 400 ml. On complète selon le cas soit par l'échantillon soit par l'eau. L'échantillon est agité pendant 20 minutes dans la cuve du granulomètre, puis l'analyse granulométrique peut alors être effectuée.

2.3.2.2 Analyse granulométrique après destruction de la matière organique

L'analyse granulométrique après destruction de la matière organique a été réalisée sur deux crues seulement, celles du 5/06/2011 et 12/07/2011.

L'échantillon de 150 à 200 ml est réparti de manière égale dans 6 tubes qui sont introduits dans une centrifugeuse SIGMA 4-16 pendant 30 minutes. Les échantillons recueillis sont mis à sécher à 60 °C.

La masse d'échantillon nécessaire à l'analyse est pesée (de 0,1 à 0,7 g selon la taille des grains) et les matières organiques sont détruites par l'ajout de 5 ml d'H₂O₂, complété à 50 ml avec de l'eau déminéralisée. Les échantillons sont chauffés pendant une nuit à 50 °C. Le lendemain, la température est portée à 150 °C jusqu'à ébullition. On retire ensuite les verres de montre et on laisse bouillir jusqu'à évaporation sans aller à sec (1 à 2 mm d'eau dans le bécher). Après refroidissement, le volume est complété à 50 ml avec une solution d'hexamétaphosphate de sodium (dispersant), on agite pendant 20 minutes avant d'effectuer l'analyse granulométrique.

La détermination de la teneur en matière organique des MES a été réalisée par la méthode de perte au feu à 375 °C sur le matériel centrifugé.

3. Résultats et discussions

3.1 Expérimentations au laboratoire

3.1.1 Effet de la taille des particules sur la turbidité

La figure 4.4a, montre que pour chaque fraction granulométrique la turbidité augmente linéairement avec la concentration des particules. La pente de cette relation linéaire est d'autant plus forte que la taille des particules est fine.

Le même phénomène peut être illustré par la figure 4.4b. La turbidité spécifique T_s de chaque échantillon est relativement constante pour chaque fraction granulométrique et est d'autant plus élevée que les particules sont plus fines (Figure 4.4b et Tableau 4.2). On observe cependant pour les plus faibles concentrations une turbidité spécifique légèrement plus forte à

granulométrie égale. D'après Pelletier (2009) ou d'après Clifford *et al.*, (1995), la mesure de turbidité par opacimétrie convient mal aux turbidités inférieures à 100 FTU ou aux faibles concentrations, ce qui pourrait expliquer notre observation. Le phénomène est accentué ici pour les particules les plus fines.

Tableau 4.2 : turbidité spécifique moyenne, T_s (FTU/mg/l), des sédiments du Moulinet pour chaque fraction granulométrique en μm

Taille, μm	<5	5-20	<40	<50	20-50	80-100	100-200	200-315
T_s moyen	1,809	0,845	0,511	0,412	0,272	0,080	0,064	0,021

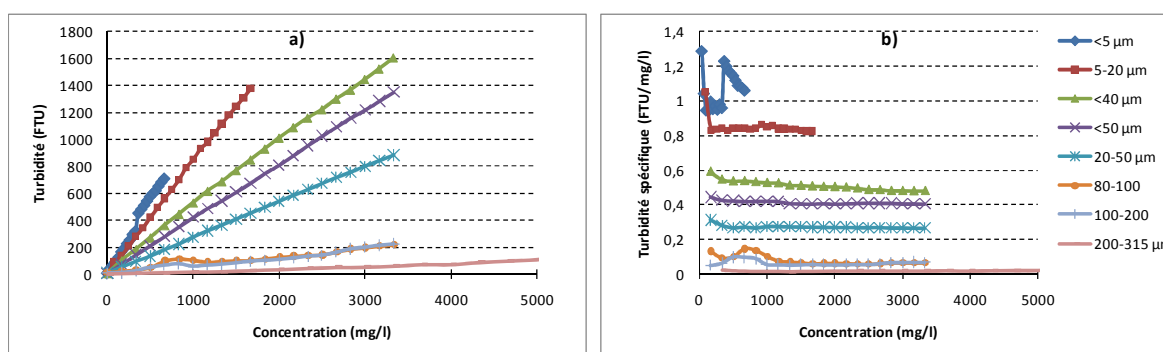


Figure 4.4 : Relation entre la turbidité et la concentration des MES pour différentes tailles de sédiments en μm

En conclusion, nos résultats expérimentaux confirment pour le turbidimètre utilisé que la mesure de turbidité est très sensible à la taille des particules et que cette sensibilité diminue lorsque la taille des particules devient de plus en plus grossière (Gippel, 1989 ; Lefrançois, 2007). La turbidité spécifique, qui est le rapport entre la turbidité et la concentration des MES, est un bon indicateur de cette sensibilité.

3.1.2 Effet de la taille des particules sur la turbidité dans le cas d'un mélange bi-dispersé

La relation linéaire croissante, observée entre la turbidité et la concentration des MES pour des matériaux expérimentaux mono-dispersés, se retrouve aussi pour le mélange bi-dispersé, constitué de deux types de particules de granulométrie contrastée, 0 - 5 μm et 100 - 200 μm (Figure 4.5a). De plus la relation linéaire obtenue pour le mélange bi-dispersé est la somme des relations linéaires obtenues pour chaque matériau mono-dispersé.

Alors que les turbidités spécifiques sont très différentes pour chaque classe de particules de granulométrie contrastée. La turbidité spécifique du mélange décroît rapidement dès que la proportion de particules grossières augmente pour tendre asymptotiquement vers la turbidité spécifique du matériau grossier (Figures 4.5b).

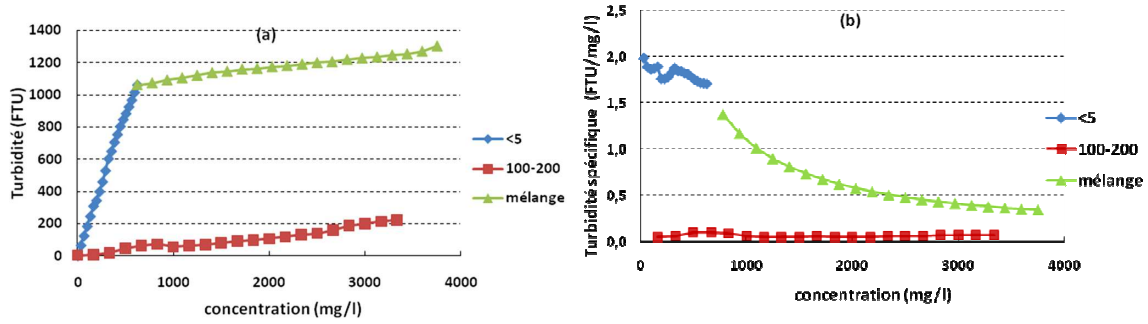


Figure 4.5: Relation entre la turbidité, la turbidité spécifique et la concentration des MES pour deux types de particules de granulométrie contrastée et pour leur mélange.

Ainsi la turbidité $T(c)$ d'un mélange, de concentration c , de deux fractions granulométriques de concentrations c_1 et c_2 , peut être modélisée par la somme des turbidités produites par chacune des fractions granulométriques $T(c_1)$ et $T(c_2)$:

$$T(c) = T(c_1) + T(c_2) = c_1 T_{s1} + c_2 T_{s2}$$

Et la turbidité spécifique du mélange correspond à la somme des turbidités spécifiques de chaque fraction granulométrique T_{s1} et T_{s2} pondérées par leur proportion x et $1 - x$ dans le mélange :

$$T_s = \frac{T(c)}{c_1 + c_2} = \frac{c_1}{c_1 + c_2} T_{s1} + \frac{c_2}{c_1 + c_2} T_{s2} = (1-x) T_{s1} + x T_{s2} \quad (4.6)$$

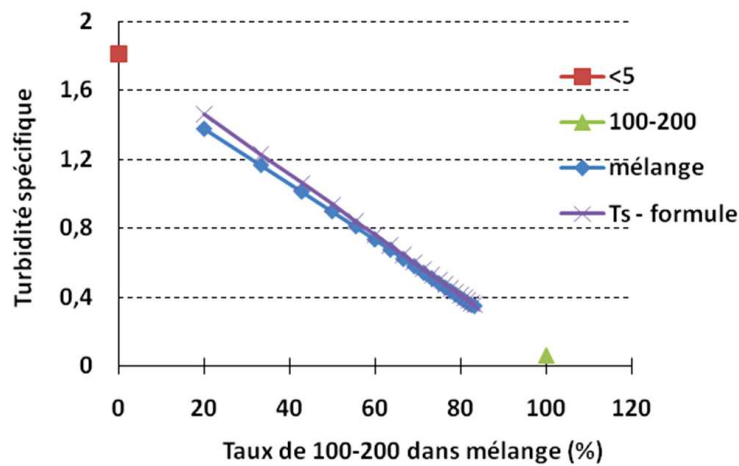


Figure 4.6 : Relation entre le taux de particules 100-200 μm dans le mélange (x de l'équation 4.6 exprimé en %) et la turbidité spécifique du mélange, mesurée (en bleu) et modélisée (en violet)

En retenant comme valeurs de turbidité spécifique T_{s1} et T_{s2} respectivement 1,809 pour la fraction granulométrique 0-5 μm et 0,064 pour la fraction 100-200 μm (Tableau 4.2),

l'équation 4.6, permet d'établir la relation entre la proportion de particules grossières et la turbidité spécifique du mélange (Figure 4.6). La droite obtenue est quasiment superposée à la droite de turbidité spécifique du mélange mesurée expérimentalement.

En conclusion, selon les résultats obtenus, la turbidité d'un mélange de particules de diverses tailles granulométriques est la somme des turbidités produites par chaque fraction granulométrique. La turbidité spécifique du mélange est la somme des turbidités spécifiques, associées à chaque fraction granulométrique, pondérées par leur proportion dans le mélange.

3.1.3 Mise en relation de la turbidité spécifique avec le diamètre moyen des particules

Les résultats du granulomètre laser montrent de fortes différences entre les courbes cumulées selon qu'elles sont établies en volume, en surface ou en nombre (Figure 4.7). Ces courbes donnent plus d'importance aux particules les plus fines lorsqu'elles sont calculées en surface ou en nombre, par comparaison avec le calcul en volume. Or le turbidimètre est surtout sensible aux particules fines. Par ailleurs d'après Gippel (1989) le turbidimètre répond préférentiellement à la surface des particules. Nous avons donc choisi d'utiliser les courbes de la distribution granulométrique en surface, Q2, et pour chaque fraction granulométrique du sédiment utilisé au laboratoire, nous avons calculé les diamètres moyens $dmoy(Q2)$.

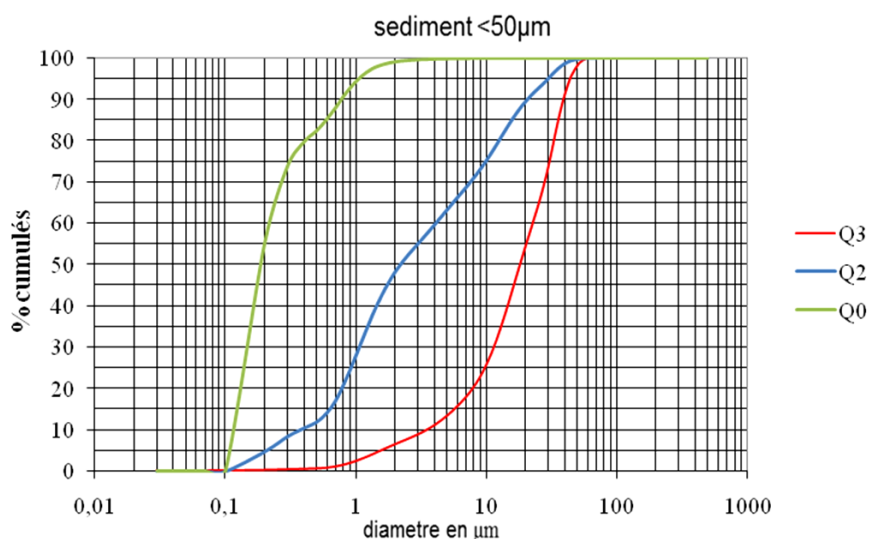


Figure 4.7 : comparaison de la distribution granulométrique cumulée en volume (Q3), en surface (Q2) et en nombre (Q0) ; exemple d'un sédiment prélevé le 23/03/2011 dans le Moulinet

La figure 4.8 montre la variation de la turbidité en fonction des diamètres moyens $dmoy(Q2)$ pour différentes concentrations des sédiments utilisés (échantillons mono-dispersés). La turbidité décroît fortement lorsque le diamètre moyen augmente de quelques μm seulement, la courbe décrivant une fonction de type hyperbole.

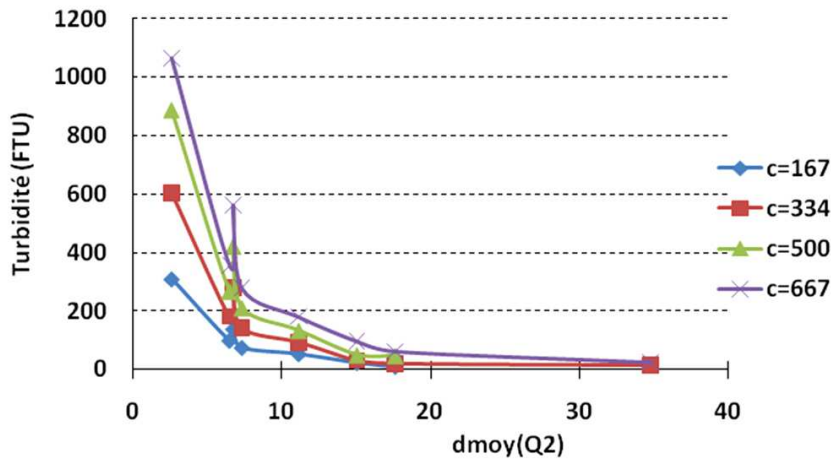


Figure 4.8 : Relation entre la turbidité et le diamètre moyen $dmoy(Q2)$ en μm du sédiment en fonction de la concentration, c , en mg/l .

D'après l'équation 4.3, la sensibilité du turbidimètre est proportionnelle à l'inverse du diamètre des particules. La turbidité spécifique, calculée par le rapport entre la turbidité et la concentration en MES, dépend essentiellement de la taille des particules et peut être considérée comme un bon indicateur de la sensibilité du turbidimètre pour une taille de particules donnée. On vérifie ici qu'il existe une relation linéaire entre la turbidité spécifique et $1/dmoy(Q2)$ (Figure 4.9) pour les sédiments mono-dispersés.

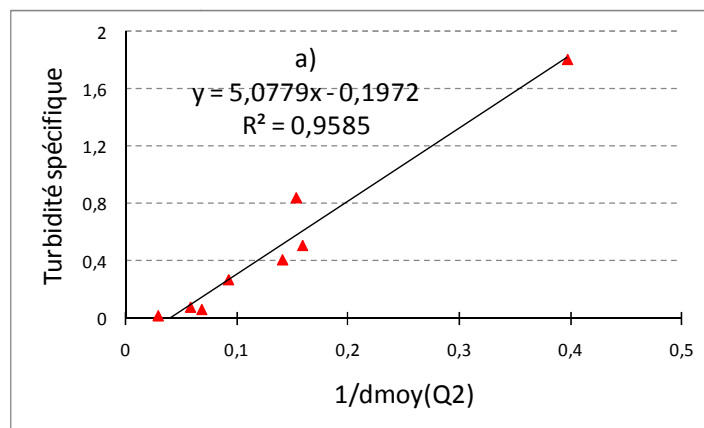


Figure 4.9: Relation entre la turbidité spécifique moyenne (FTU/mg/l) et $1/dmoy(Q2)$ (μm^{-1}) pour les sédiments mono-dispersés

Il existe aussi une régression linéaire entre la turbidité spécifique et $1/dmoy(Q2)$ pour le mélange bi-dispersé précédemment étudié (Figure 4.10). On constate que les droites de régression obtenues pour les sédiments monodispersés et pour le mélange sont très proches l'une de l'autre, et semblent donc elles sont plutôt liées à l'appareil utilisé et au caractéristique optique du sédiment. Cette droite de régression représente la sensibilité du turbidimètre à la taille des MES.

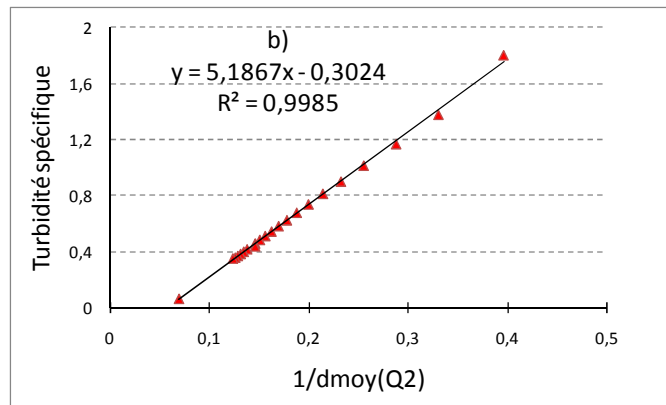


Figure 4.10: Relation entre la turbidité spécifique moyenne (FTU/mg/l) et $1/d_{moy}(Q2)$ (μm^{-1}) pour le sédiment bi-dispersé.

En conclusion, nos résultats expérimentaux confirment que la turbidité spécifique est fortement liée à la taille des MES. Nous montrons qu'elle varie ici linéairement avec l'inverse du diamètre moyen des particules (granulométrie en surface). Il est donc possible de prédire la taille granulométrique moyenne d'un sédiment donné connaissant la turbidité spécifique de sa suspension, et vice versa.

3.2 Observations in situ à l'échelle de la crue

3.2.1 Variation de la turbidité spécifique au cours des crues

Les données des turbidités enregistrées et des concentrations de MES utilisées pour l'étalonnage du turbidimètre entre 2007 et 2011 montrent une forte variabilité, en particulier pour les fortes concentrations ou turbidités (Figure 4.11).

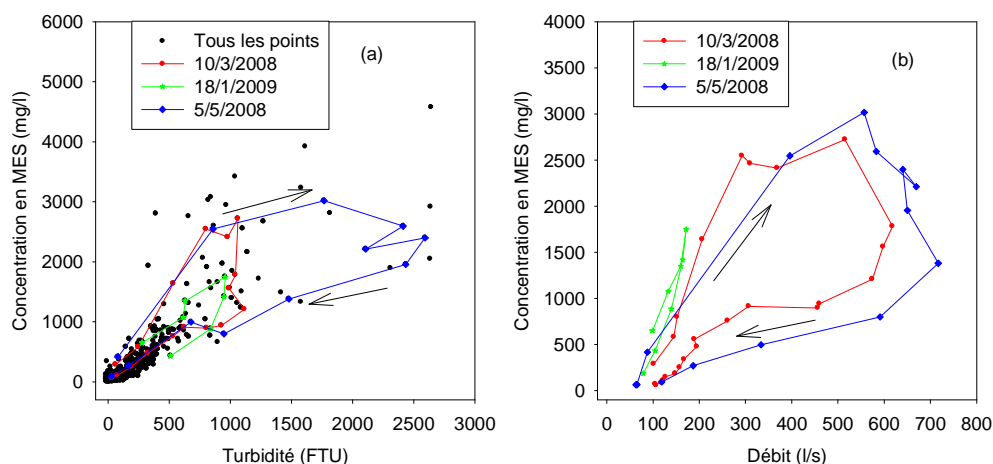


Figure 4.11 : (a) Relation entre la concentration des MES et la turbidité dans le Moulinet utilisée pour l'étalonnage du turbidimètre ; (b) relation entre la concentration des MES et le débit au cours des trois crues.

Celles-ci correspondent généralement aux périodes de crue. Au cours de la crue, la variabilité de la relation ne semble pas aléatoire mais elle est organisée en fonction des variations du débit. Elle décrit une hysteresis horaire, avec des concentrations plus fortes en montée de crue qu'en décrue pour une même turbidité, ou pour un même débit.

Nous avons calculé la turbidité spécifique des échantillons prélevés en crue entre 2007 et 2011, qui est le rapport entre la turbidité et la concentration de MES de l'échantillon considéré. A l'échelle de la crue quelques exemples de la variation de la turbidité spécifique en fonction du débit d'eau sont présentés sur la figure 4.12. Deux types de relation sont observés selon l'intensité de la crue.

Pour les crues où le débit reste faible (inférieur à environ 150 l/s), T_s varie dans une large gamme. Pour les crues où le débit augmente fortement, on observe une hysteresis antihoraire, avec des valeurs de T_s plus faibles en montée de crue qu'en décrue (Figure 4.12). T_s est relativement constant en montée de crue ou en décrue, avec une augmentation entre ces deux niveaux se produisant autour du pic de crue.

Selon Gippel (1995), la turbidité de l'eau dépend non seulement de la concentration des MES, mais aussi de la couleur de l'eau, du type et de la granulométrie des particules. Nous posons ici comme hypothèse que la variabilité de la relation turbidité – [MES] au cours des crues est surtout liée à des variations de la taille des particules. Cette hypothèse est vraisemblable car le turbidimètre utilisé fonctionne à 880 nm de longueur d'onde, dans le domaine infrarouge, donc n'est pas sensible à la couleur organique éventuelle de l'eau (Gippel, 1995). Par ailleurs nous supposons que le type de particules varie peu dans le Moulinet du fait de l'homogénéité géologique du bassin versant.

Ces observations peuvent être interprétées à la lumière de nos résultats expérimentaux qui montrent que T_s est très lié à la taille des particules pour le turbidimètre utilisé. Au cours des crues la variation de T_s en fonction du débit (Figure 4.12) peut être le signe d'une variation granulométrique des MES.

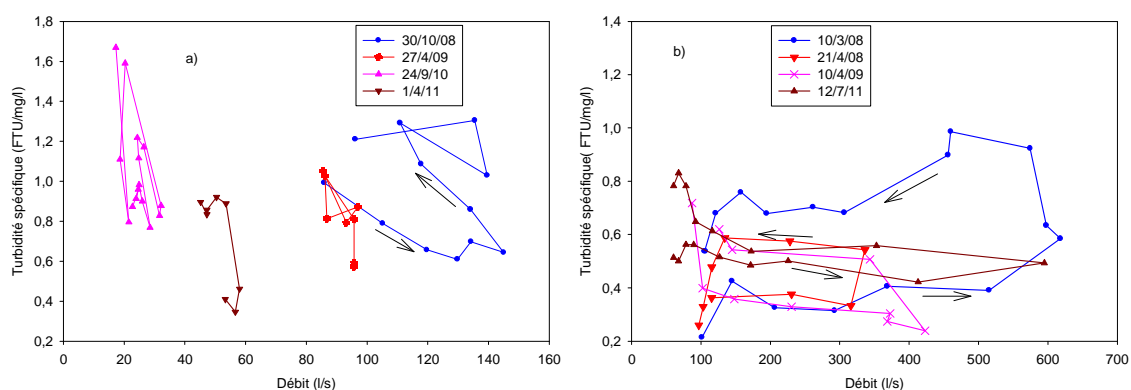


Figure 4.12 : Variation de la turbidité spécifique en fonction du débit au cours des crues, respectivement a) pour des petites crues, et b) pour des grandes crues.

Pour les crues de faible débit, les particules mobilisées sont sans doute plutôt fines car l'énergie de transport hydraulique est faible. Le turbidimètre étant très sensible aux particules fines, la turbidité mesurée peut varier très fortement pour de faibles variations de concentrations. Par ailleurs pour ces petites crues, les concentrations sont aussi relativement faibles, ce qui peut entraîner facilement des erreurs de mesure si le prélèvement d'eau n'est pas bien représentatif de la colonne d'eau ou lors de la filtration et pesée pour déterminer les concentrations. Rappelons enfin que la mesure de turbidité par opacimétrie n'est pas recommandée pour les faibles concentrations (Clifford *et al.*, 1995) ou les faibles turbidités (Pelletier, 2009).

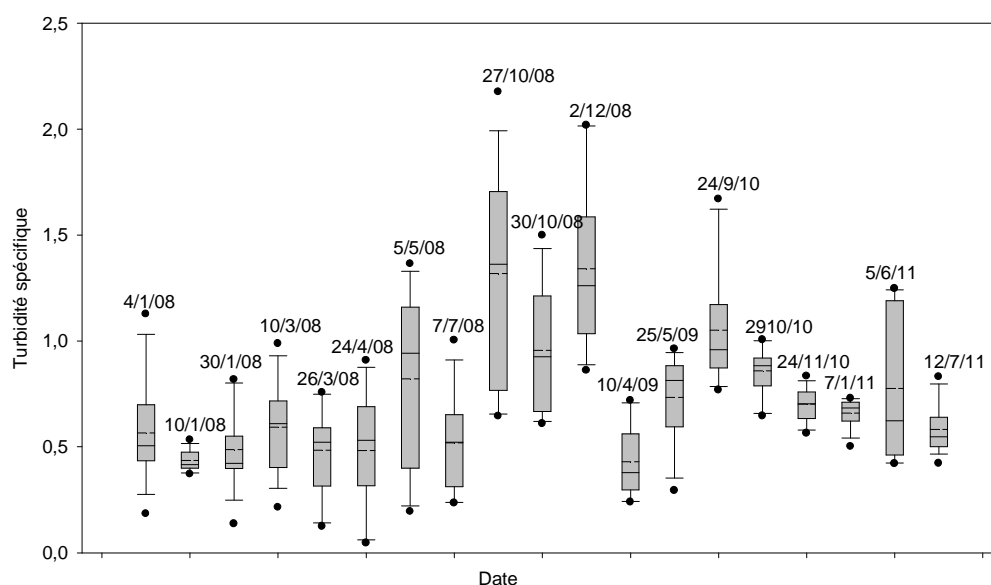


Figure 4.13 : Variabilité de la turbidité spécifique au cours de crues entre 2008 et 2011.

Pour les crues de fort débit, nous pouvons supposer que les particules mobilisées sont plus grossières en montée de crue et plus fines en décrue. En effet, la taille des particules en suspension augmente généralement avec la contrainte de cisaillement sur le fond du cours d'eau τ , elle-même très liée au débit (Pfannkuche et Schmidt, 2003). Mais par ailleurs, à débit égal la contrainte de cisaillement est plus élevée en montée de crue qu'en décrue (Julien, 2002). Cette différence de conditions hydrauliques entre les deux étapes de la crue serait ici déterminante, plus que les variations du débit, pour expliquer la différence entre T_s en montée de crue et décrue.

Si l'on considère l'ensemble des crues prélevées entre 2008 et 2011, la gamme de variation de la turbidité spécifique est importante, comprise entre 0,1 et 2,2 (Figure 4.13), sensiblement la même que pour les données expérimentales (entre 0,1 et 2,0). Ceci laisse penser que la taille des particules en suspension dans le Moulinet varie dans une gamme aussi importante de taille granulométrique que le matériel expérimental.

Il ne semble pas y avoir de lien évident entre T_s et le débit (Figure 4.12). Par contre, nous observons une nette diminution de la turbidité spécifique, T_s , lorsque la concentration en MES augmente (Figure 4.14).

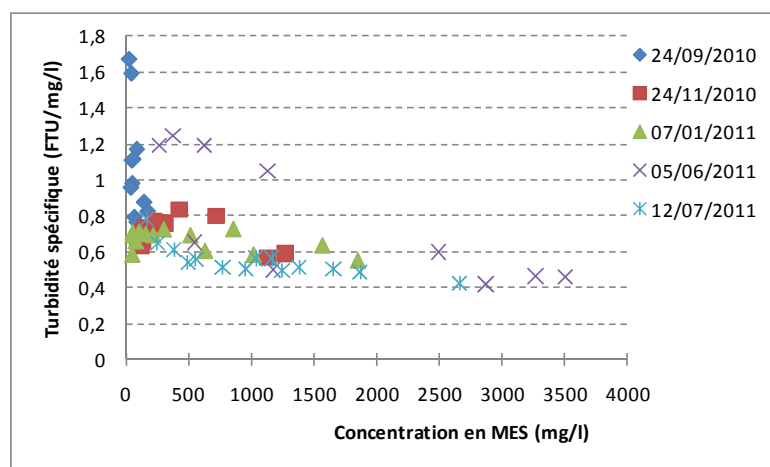


Figure 4.14 : Relation entre la turbidité spécifique et la concentration en MES au cours de quelques crues du Moulinet.

Cette relation négative entre T_s et $[MES]$ rappelle la relation obtenue expérimentalement pour le mélange bi-dispersé (Figure 4.5 b). A priori les particules sont plus grossières lorsque la concentration des MES augmente. Ceci peut être dû à l'augmentation de la capacité de transport du cours d'eau, et au fait qu'une petite quantité de particules grossières influence fortement la masse et donc la concentration de MES.

Le modèle linéaire de l'équation 4.5, $T = T_s[MES]$, vérifiée en conditions expérimentales devrait donc être remplacé par un modèle non linéaire lorsque la taille des MES varie avec leur concentration. D'après Gippel (1995), la turbidité est alors une loi puissance de la concentration, $T = a[MES]^c$, avec c inférieur à 1 si la taille des MES augmente avec leur concentration.

En conclusion, il existe une forte variabilité entre la turbidité et la concentration de MES au cours des crues, qui pourrait être liée à une forte variabilité de la taille des particules en suspension. Au cours d'une crue, les particules seraient plus grossières en montée de crue qu'en décrue, liées à une contrainte de cisaillement plus forte. Lorsqu'on considère l'ensemble des crues, la part des particules plus grossières semble augmenter lorsque la concentration des MES augmentent. Nous avons donc cherché à vérifier si des différences de taille granulométrique des MES existaient au cours des crues et entre les crues.

3.2.2 Variation de la granulométrie au cours des crues

Pour le ruisseau du Moulinet, la variation de la granulométrie des MES pendant quelques crues, prélevées entre 2010 et 2011, est présentée sur la figure 4.15. Les MES apparaissent essentiellement de la taille des limons (2 - 63 μm), avec des taux compris entre

46 et 70%, et de la taille des argiles (0 - 2 μm), avec des taux compris entre 28 et 53%. La fraction sableuse (63 - 2000 μm) reste généralement inférieure à 3%. La teneur en matière organique pendant ces crues est comprise entre 10% et 15%.

De manière prévisible, la distribution granulométrique des MES est plus fine que pour les sols et les sédiments, en particulier elle comprend nettement moins de sables. La fraction sableuse des sols, par exemple, représente autour de 16% pour Paulais (2003) et entre 6 et 14% pour Chaplot (1998). Celle des sédiments représente un taux entre 78 et 87% de la terre fine (< 2 mm) pour des prélèvements réalisés le 26/10/2010 (cf Chapitre 3).

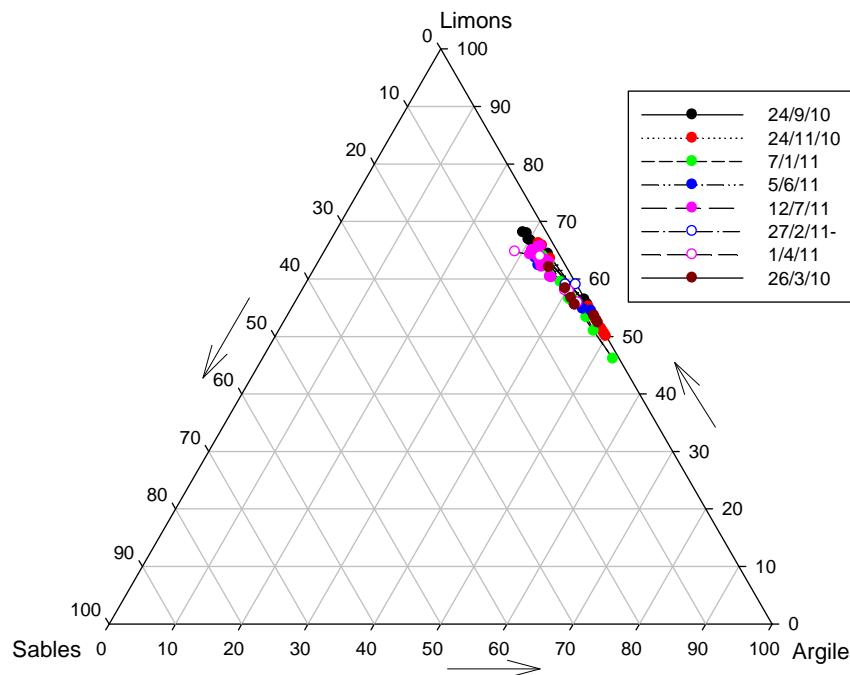


Figure 4.15 : Distribution granulométrique des MES au cours des crues prélevées entre 2010 et 2011 (distribution en surface sans destruction de matière organique)

Pour la période d'étude, les courbes granulométriques, cumulées et partielles, sont très similaires au cours d'une même crue et entre les crues. Par exemple, pendant la crue du 5/6/2011 la taille des particules varie très faiblement (Figure 4.16 pour une partie des points prélevés). Pour cette crue nous constatons que les particules transportées par les courants sont plutôt de la taille des limons (entre 55% et 65 %), puis des argiles (entre 31% et 46%) avec un taux faible de sables fins (inférieur à 4%). Le diamètre moyen en surface des différents prélèvements, $d_{moy}(Q2)$, est compris entre 7 μm et 15 μm . On retrouve la différence déjà évoquée entre la distribution granulométrique en volume et en surface, cette dernière donnant plus d'importance aux particules les plus fines.

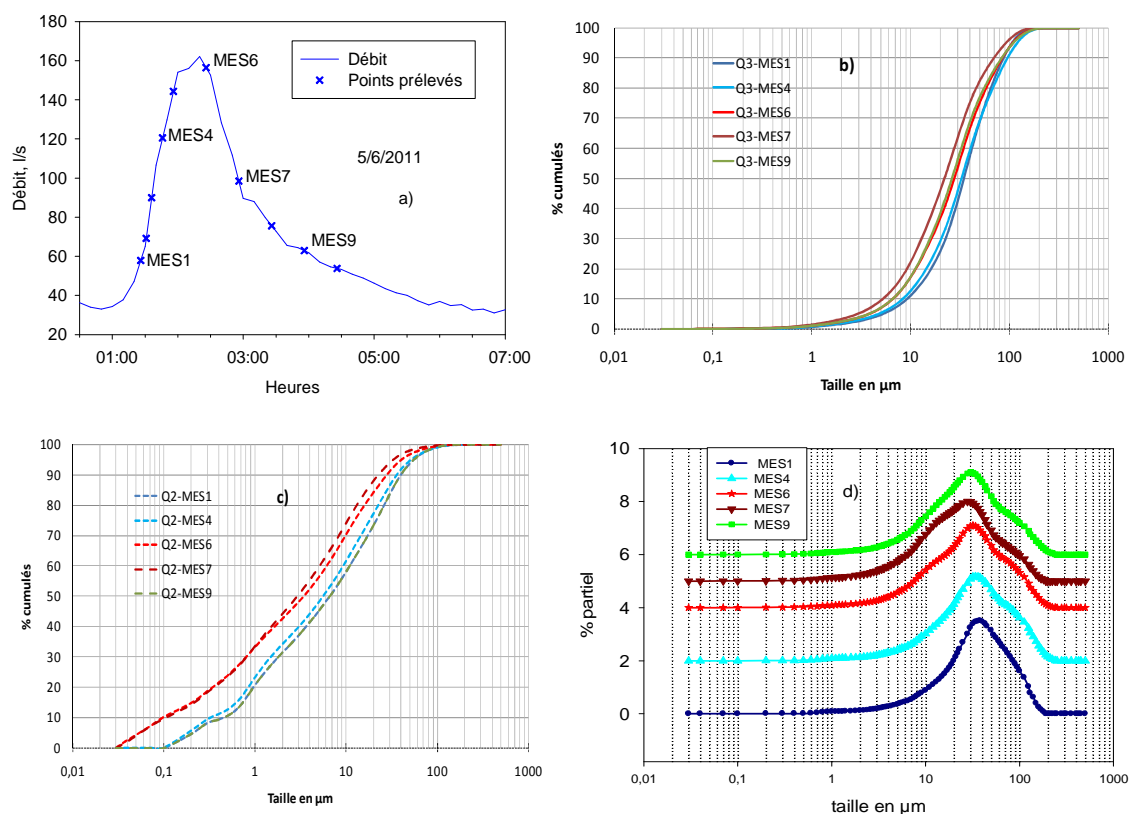


Figure 4.16 : a) Place des prélèvements sur l'hydrogramme de crue du 5/6/2011, b) courbes granulométriques cumulées en volume, c) courbes granulométriques cumulées en surface et d) courbes granulométriques partielles en volume (décalées verticalement les unes par rapport aux autres pour plus de lisibilité).

Pour l'ensemble des crues analysées, le diamètre moyen $d_{\text{moy}}(Q_2)$ des particules varie entre 6 et 20 μm (Tableau 4.3). On n'observe pas de relation entre ce diamètre et le débit (Figure 4.17).

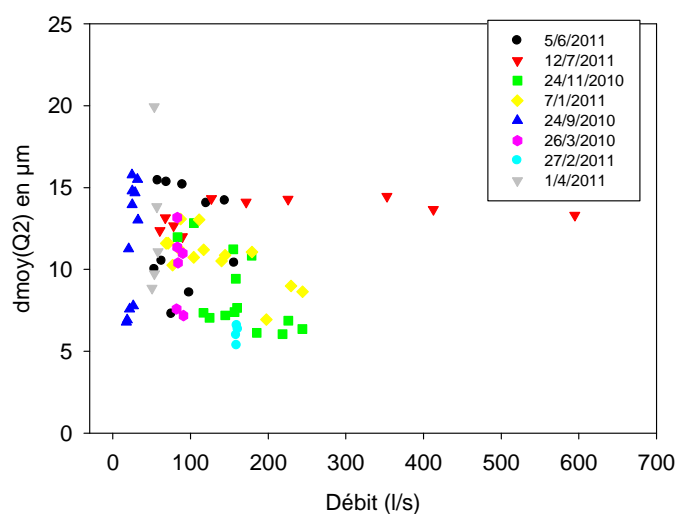


Figure 4.17 : Diamètre moyen, $d_{\text{moy}}(Q_2)$, en fonction du débit

Tableau 4.3 : Diamètre moyen, dmoy(Q2), des crues analysées entre 2010 et 2011

Crues	dmoy(Q2) en μm	
	Minimum	Maximum
26/03/2010	7	13
24/09/2010	7	15
24/11/2010	6	13
07/01/2011	7	13
27/02/2011	9	10
01/04/2011	9	20
05/06/2011	7	15
12/07/2011	12	16

En conclusion, les MES dans le Moulinet sont essentiellement des particules fines de la taille des limons et des argiles. Les différences de taille granulométrique au cours d'une crue et entre les crues sont relativement faibles. Leur diamètre moyen en surface varie entre 6 et 20 μm , sans relation avec le débit.

3.2.3 Mise en relation de la turbidité spécifique avec la distribution granulométrique au cours des crues

Pour les échantillons prélevés pendant les crues entre 2010 et 2011, la relation entre la turbidité spécifique et $1/\text{dmoy}(\text{Q2})$ est présentée sur la figure 4.18 ci-après.

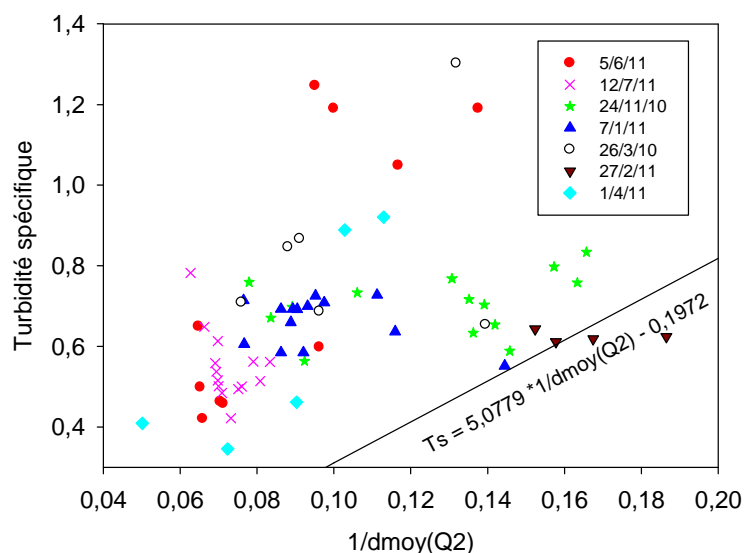


Figure 4.18 : Relation entre la turbidité spécifique et $1/\text{dmoy}(\text{Q2})$ des MES pour les prélèvements réalisés au cours des crues en 2010 et 2011

Nous constatons qu'il n'y a pas de relation évidente entre la turbidité spécifique et la granulométrie des MES in situ. Cette relation semble positive pour les valeurs faibles de $1/\text{dmoy}(\text{Q2})$ (particules les plus grossières) mais devient extrêmement variable pour les

valeurs fortes de $1/d_{moy}(Q2)$ (particules les plus fines). Par ailleurs, les points obtenus sont largement au-dessus de la droite de régression obtenue expérimentalement (Figure 4.10).

Ces résultats sont partiellement en accord avec nos résultats expérimentaux, montrant l'augmentation de T_s quand le diamètre moyen des MES diminue (Figure 4.9 et 4.10). Le décalage avec la droite de régression expérimentale peut s'expliquer par les conditions, très différentes, dans lesquelles ont lieu les mesures in situ et au laboratoire (alimentation électrique, réglage du turbidimètre, conditions hydrauliques...). La plus grande dispersion des points in situ peut s'expliquer par une plus grande variabilité des conditions hydrauliques et de transport des MES dans le cours d'eau, par comparaison avec les conditions plus contrôlées au laboratoire.

Nous avons vérifié qu'il n'y avait pas de décalage temporel significatif entre la mesure de turbidité et le prélèvement de l'échantillon utilisé pour mesurer la concentration de MES et leur taille granulométrique.

Par contre nous nous sommes aussi interrogés sur d'autres incertitudes associées cette fois aux mesures granulométriques. Deux hypothèses sont présentées et discutées ci-dessous. La première concerne une possible évolution de la taille des MES entre le prélèvement et l'analyse granulométrique, liée à la matière organique ; la deuxième concerne la possible non-prise en compte des particules les plus grossières par le granulomètre laser.

3.2.3.1 Comparaison des mesures avec et sans destruction de la matière organique

Les courbes granulométriques cumulées en surface des MES de la crue du 5/06/2011 montrent un déplacement de la distribution granulométrique vers les fractions plus fines lorsqu'on détruit la matière organique avant l'analyse (Figure 4.19). Ce phénomène est aussi observé pour la crue du 12/07/2011. Le diamètre moyen en surface $d_{moy}(Q2)$ passe ainsi des valeurs comprises entre 7 et 15 μm avec MO à des valeurs comprises entre 3 et 7 μm une fois la MO détruite, pour la crue du 5/06/2011 (entre 12 et 16 μm , et entre 4 et 8 μm respectivement pour la crue du 12/07/2011).

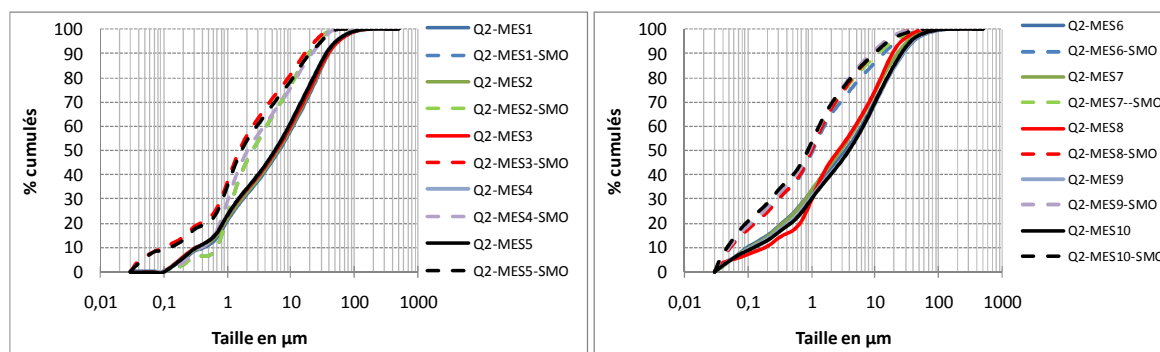


Figure 4.19 : Courbes granulométriques cumulées en surface avec et sans matière organique des MES au cours de la crue du 5/6/2011 (*MES-SMO : MES sans matière organique).

Il semble donc que la présence de MO favorise la formation d'agrégats de taille deux fois plus élevée en moyenne que les particules élémentaires. En effet pour la crue du 5/06/2011 la relation entre T_s et $1/d_{moy}(Q2)$ s'améliore si l'on utilise les données granulométriques obtenues après destruction de MO plutôt que sans destruction de MO (Figure 4.20). La droite de régression obtenue se rapproche même de la droite expérimentale des figures 4.9 ou 4.10. Il est donc possible que l'échantillon évolue avec formation d'agrégats entre le prélèvement in situ et l'analyse granulométrique sans destruction de MO. Nous pensons que cette agrégation peut en particulier se produire pendant la phase de décantation avant l'analyse au laboratoire, d'autant que cette phase de décantation peut durer jusqu'à 3 jours. Les ultrasons utilisés dans le protocole ne semblent pas détruire les agrégats.

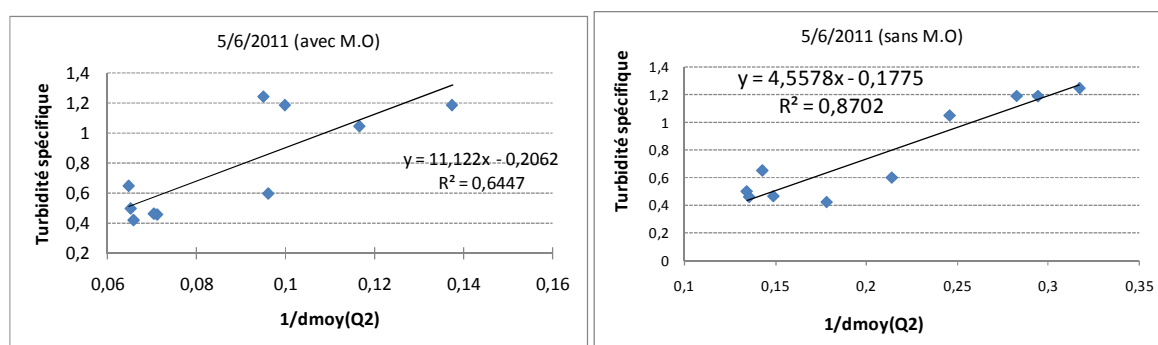


Figure 4.20 : Relation entre la turbidité spécifique et $1/d_{moy}(Q2)$ pour les échantillons prélevés au cours de la crue du 5/06/2011, à gauche sans destruction de la MO, à droite après destruction

En conclusion, l'agrégation des particules fines par la matière organique entre le prélèvement sur le terrain et l'analyse granulométrique peut être responsable d'une partie de la dispersion observée dans la relation entre T_s et le diamètre moyen en surface $d_{moy}(Q2)$ des MES. Gippel (1988), a rapporté que la matière organique cause une turbidité plus élevée que la matière minérale pour une même quantité de solution.

3.2.3.2 Sensibilité du granulomètre laser aux particules les plus grossières

Pour tester l'hypothèse d'une faible sensibilité du granulomètre laser aux particules les plus grossières, nous avons analysé les courbes granulométriques de sédiments du fond du cours d'eau et de sol dans lesquels doivent a priori figurer des particules de la taille des sables. Or en moyenne le granulomètre laser utilisé ne détecte pas de particules au-delà de $260 \mu m$, (avec un écart-type de 144, nombre d'échantillon = 8). On peut donc suspecter que le granulomètre laser est peu sensible aux particules les plus grossières, d'autant qu'on observe parfois des sables grossiers dans les flacons de prélèvement. Or ces particules, même peu abondantes, influencent fortement les concentrations de MES qui servent au calcul de la turbidité spécifique.

4. Discussion générale et conclusion

Les expérimentations menées au laboratoire confirment, pour le turbidimètre utilisé, la grande influence de la taille des particules sur la mesure de turbidité d'une suspension. Cet effet de la taille a déjà été mis en évidence par plusieurs auteurs pour différents types de turbidimètres (Foster *et al.*, 1992 ; Clifford *et al.*, 1995 ; Lefrançois, 2007). La turbidité varie linéairement avec la concentration des MES pour un matériau de taille donnée. La turbidité augmente d'autant plus vite avec la concentration que les particules sont fines.

La turbidité spécifique, qui est le rapport entre la turbidité et [MES], est apparue être une variable intéressante à approfondir. Elle représente la pente de la relation précédemment décrite entre turbidité et [MES], elle dépend essentiellement de la taille des particules et est d'autant plus élevée que les particules sont fines. Elle peut être considérée comme un indicateur de la sensibilité du turbidimètre pour une taille de MES donnée. Nous avons montré que la turbidité spécifique varie linéairement avec l'inverse du diamètre moyen des particules (distribution granulométrique en surface, plus directement en lien avec la turbidité que la distribution en volume ou en nombre). Il serait aussi plus intéressant de définir une turbidité spécifique de la surface spécifique des MES que de leur masse. Pour le turbidimètre utilisé, l'équation de cette droite est : $T_s = 5,1 / dmoy(Q2) - 0,2$, avec T_s exprimé en FTU/mg/l et $dmoy(Q2)$ en μm .

Un autre résultat original concerne la réponse du turbidimètre dans le cas d'un mélange de fractions granulométriques différentes. La turbidité de ce mélange est la somme des turbidités produites par chaque fraction granulométrique. La turbidité spécifique du mélange est la somme des turbidités spécifiques associées à chaque fraction granulométrique pondérées par leur proportion dans le mélange. Elle varie linéairement avec l'inverse du diamètre moyen des MES et la droite de régression calculée est très similaire à la droite obtenue à partir des fractions granulométriques distinctes : $T_s = 5,2 / dmoy(Q2) - 0,3$, sans doute spécifique du turbidimètre utilisé et des sédiments triés.

Les observations in situ montrent une forte variabilité de T_s au cours des crues. T_s est comparable ou un peu plus élevée sur le terrain (entre 0,1 et 2,2 FTU/mg/l) qu'au laboratoire (entre 0,02 et 1,8 FTU/mg/l). Pour les crues de faible débit, cette variabilité est peut-être causée par plusieurs incertitudes dans les mesures de turbidité et de [MES], ce qui limite son interprétation. Pour les fortes crues, la relation entre T_s et le débit décrit une hysteresis antihoraire avec T_s plus faible en montée de crue qu'en décrue. Au vu des résultats expérimentaux, il apparaît pertinent de rattacher cette variabilité observée de T_s à des différences de taille granulométrique des MES. L'hysteresis antihoraire entre T_s et le débit serait due à la contrainte de cisaillement plus élevée en montée de crue qu'en décrue, à débit égal, responsable de la mobilisation de particules plus grossières.

Par ailleurs, en conditions naturelles, contrairement aux résultats expérimentaux, la turbidité spécifique varie avec la concentration des MES. Dans ce cas le modèle linéaire entre

turbidité et [MES] doit être remplacé par un modèle non linéaire, lorsque la taille des MES varie avec leur concentration (Gippel, 1995).

La distribution granulométrique des MES couvre bien une gamme de taille proche du sédiment utilisé pour les expérimentations. Elles sont surtout composées de limons et d'argiles. Cette distribution granulométrique semble peu variable à première vue, au cours d'une crue et entre les crues. Pour comparer les échantillons de MES entre eux, nous avons calculé le diamètre moyen, $d_{moy}(Q2)$, qui varie entre 6 et 20 μm . Il existe donc une certaine variabilité de distribution granulométrique entre les échantillons, qui concerne les particules fines pour lesquelles le turbidimètre est très sensible, et qui peut donc expliquer la forte variabilité observée de T_s . Cependant on ne retrouve pas nettement la relation linéaire mesurée expérimentalement entre T_s et $1/d_{moy}(Q2)$, qui se dégrade surtout pour les particules les plus fines.

Différentes raisons peuvent expliquer la différence de réponse du turbidimètre au diamètre moyen des MES entre le laboratoire et le terrain. Elles concernent soit :

- les incertitudes sur la mesure de la turbidité qui n'est satisfaisante que dans une certaine gamme de turbidité (Pelletier, 2009) et de concentrations (Clifford *et al.*, 1995) (ni trop faibles ni trop fortes),
- les autres facteurs influençant la turbidité comme la nature des MES, leur forme et la couleur de l'eau, la présence de bulles d'air,
- les incertitudes sur la mesure des concentrations de MES, en particulier pour les faibles concentrations,
- le rapport Turbidité / [MES] qui peut varier pour deux raisons différentes, à la fois très sensible par son numérateur à l'abondance des particules les plus fines et par son dénominateur à la présence de particules plus grossières,
- les incertitudes sur l'analyse granulométrique puisque nous avons montré une possible évolution des MES, entre le prélèvement et l'analyse, par aggrégation des particules fines par la matière organique.

En conclusion, la turbidité présente un grand intérêt pour estimer les concentrations de MES dans les rivières. Mais c'est aussi une mesure très complexe qui peut-être affectée par de nombreux facteurs autres que la concentration de MES. La taille des particules est sans nul doute l'un de ces facteurs les plus influents, à côté de leur forme, leur couleur ou celle de l'eau. En théorie il semble bien possible de prédire la turbidité spécifique d'une suspension connaissant la taille granulométrique moyenne des particules, et vice versa. Mais ce type d'analyse reste difficile à cause des nombreuses incertitudes sur les mesures en milieu naturel.

Références

- Bilotta G S, Brazier R E, 2008. Understanding the influence of suspended solids on water quality and aquatic biota. *Water Research*, 42, 2849-2861.
- Chaplot V, Fox D, King D, Daroussin J, Le Bissonnais Y, Benkhadra H, 1998. Crusting and sheet erosion on silty loamy soils at various scales from m² to small catchments. *Soil Technology*, 46, 69-80.
- Clifford N J, Richards K S, Brown R A and Lane S N, 1995. Laboratory and field assessment of an infrared turbidity probe and its response to particle size and variation in suspended sediment concentration. *Hydrological Sciences*, 40 (6), 771-791.
- Foster I D L., Millington R & Grew R G, 1992. The impact of particle size controls on stream turbidity measurement. Some implications for suspended sediment yield estimation. In: erosion and sediment transport monitoring programmes in river basin. IAHS Publication, 210, 51- 62.
- Gentile F, Bisantino T, Corbino R, Milillo F, Romano G, Trisorio Liuzzi G, 2010. Monitoring and analysis of suspended sediment transport dynamics in the Carapelle torrent (Southern Italy). *Catena*, 80(1), 1- 8.
- Gippel J C, 1989. The use of turbidity instruments to measure stream water suspended sediments concentration. Department of geography and oceanography, University College, Australian defense for academy. Monograph series, No 4, 465-480.
- Gippel J C, 1988. The effect of water color, particle size and particle composition on stream water turbidity measurement. Department of geography and oceanography, University College, Australian defense for academy. Working paper, 1988/3.
- Gippel J C, 1995. Potential of turbidity monitoring of measurement the transport of suspended solide in stream. *Hydrological Processes*, 9, 83-97.
- Greig S M, Sear D A, Carling P A, 2005. The impact of fine sediment accumulation on the survival of incubating salmon progeny: implication for sediment management. *Sciences of Total Environment*, 344, 241-258.
- Jastram J D, Zipper C E, Zelazny L W, Hyer K E, 2010. Increasing precision of turbidity-based suspended sediment concentration and load estimates. Technical Report: landscape and watershed processes, 1306 -1316.
- Julien P Y, 2002. *River mechanics*. Cambridge University Press, 437 p.
- Kirk J T O, 1994. *Light and photosynthesis in aquatic ecosystems (2d edition)*. Cambridge University Press, New York, 509 p.
- Lake R G, Hinch S G, 1999. Acute effects of suspended sediment angularity on juvenile Coho salmon. *Can. J. Fish. Aquat. Sci.*, 56(5), 862- 867.

Lefrançois J, 2007. Dynamique et origines des matières en suspension sur petits bassins versants agricoles sur schiste. Thèse de l'Université de Rennes 1, 260 p.

Loperfido J V, Just C L, Papanicolaou A N, Schnoor J L, 2010. In situ sensing to understand diel turbidity cycles, suspended solids, and nutrient transport in Clear Creek, Iowa. *Water Resources Research*, 46, 1152-1170.

Minella J P G, Merten G H, Reichert J M, Clarke R T, 2008. Estimating suspended sediment concentration from turbidity measurements and the calibration problem. *Hydrological Processes*, 22, 1819-1830.

Paulais J, 2003. Identification des parcelles sensibles aux transferts des particules érodées grâce à l'analyse multi-critère, en zone d'élevage bovin intensif, dans le bocage sud-Manche. Mémoire de DESS espace ruraux, Université Paris 7 Denis Diderot, 17 p.

Pelletier C, 2009. Mesure de turbidité; <http://www.techniques-ingenieur.fr>, 19 p

Pfannkuche J, Schmidt A, 2003. Determination suspended particulate matter concentration from turbidity measurements: particle size effects and calibration procedures. *Hydrological Processes*, 17, 1951-1963.

Ward P R B, Asce M and Chikwanha R, 1980. Laboratory measurement of sediment by turbidity. *Journal of the Hydraulics division*, 106(6), 1041-1053.

Wass P. D, Leeks G. J. L, 1999. Suspended sediment fluxes in the Hamber catchment, UK. *Hydrological Processes*, 13, 935-953.

Chapitre V

PRÉSENTATION GÉNÉRALE DE LA DYNAMIQUE TEMPORELLE DES FLUX DE M.E.S. DANS LE MOULINET

1. Introduction

Les flux de MES, ou flux solides, dans les cours d'eau sont des phénomènes complexes car ils sont fortement corrélés aux débits, eux-mêmes fortement contrôlés par le climat, en particulier par la pluie. D'une part, c'est l'énergie hydraulique associée au débit, qui permet le transport des particules (Brown, 1950 ; Van Rijn, 1984 ; Yang, 1996 ; Graf, 2000). D'autre part, la pluie augmente l'érosion des sols ou des berges, aussi que l'apport de sédiments au cours d'eau par ruissellement. Cependant la corrélation entre flux solide et débit est très variable, liée aux sources des particules et à leur disponibilité qui varient au cours du temps : variabilité du stock de particules facilement mobilisables dans le lit du cours d'eau (Morehead *et al.*, 2003 ; Lana-Renault *et al.*, 2007), de la morphologie de ce lit et de l'état des berges, de l'érosion des sols liée à leur état d'humidité et à leur occupation agricole (Seeger *et al.*, 2004), de la distance des sources de particules au cours d'eau et donc du temps de transfert (Smith & Dragovich, 2009).

La corrélation entre flux solide et débit est classiquement représentée par une loi en puissance empirique $Q_s = aQ^b$ qui se retrouve donc entachée d'une forte incertitude (Morgan, 1995 ; Asselman, 2000 ; Picouet *et al.*, 2001 ; Laguionie, 2007). Cette variabilité est au cœur d'une grande majorité des recherches sur le transport solide dont l'objectif est de comprendre les causes en termes d'origines et de disponibilité des particules, ou les conséquences en termes de fonctionnement du cours d'eau, calibration d'ouvrages lors des aménagements hydrauliques, qualité écologique (lien avec les cycles biologiques), etc.

Dans le ruisseau du Moulinet les mesures du débit et de la turbidité (donnant accès à la concentration de MES) sont réalisées à haute fréquence temporelle depuis plusieurs années, ce qui permet l'analyse de cette variabilité à différentes échelles de temps : année, saison ou mois, jour, événement pluvieux.

L'objectif de ce chapitre est, tout d'abord, de présenter le fonctionnement général du cours d'eau à travers des bilans des flux hydriques et solides à différentes échelles de temps pour permettre sa comparaison avec d'autres rivières. Nous nous attacherons également à décrire la dynamique temporelle de ces flux au cours de l'année hydrologique, pour identifier une éventuelle saisonnalité de leur dynamique ou la part des événements extrêmes dans les bilans annuels. Enfin, nous mettrons en relation les flux solides et les flux hydriques à travers la loi en puissance $Q_s = aQ^b$ pour tester si le débit est le déterminant unique du transport solide en suspension dans le Moulinet.

Nous utilisons ici les données des concentrations en MES estimées à partir de la turbidité avec la relation d'étalonnage d'équation 2.1, depuis octobre 2005 jusqu'au mois de septembre 2010.

2. Bilans annuels et variabilité interannuelle de la pluviosité, des flux hydriques et de MES

Tableau 5.1 : Pluviosité, flux d'eau et flux solide annuels sur le Moulinet

Année hydrologique	Oct. 2005 – Sept.2006	Oct. 2006 – Sept. 2007	Oct. 2007 – Sept. 2008	Oct. 2008 – Sept.2009	Oct. 2009 – Sept.2010
Pluviosité, mm	863	1093	897	839	795
Flux d'eau, 10 ³ m ³ /km ²	361	412 ^{*1}	458	362	310 ^{*2}
Flux solide, t/km ²	63	28 ^{*3}	63	64 ^{*4}	22 ^{*5}

**1: 3 mois de données manquantes ; *2 : 35 jours de données manquantes ; *3 : 6 mois de données manquantes ; *4 : 21 jours de données manquantes *5 : 6 mois de données manquantes.*

Les bilans annuels des flux hydriques et surtout de MES sont pour certaines années sous-estimés du fait d'un grand nombre de données manquantes.

2.1 Pluviosité annuelle

Sur les cinq années hydrologiques étudiées, trois années (2005-2006, 2007-2008 et 2008-2009) ont connu une pluviosité légèrement inférieure à la valeur moyenne annuelle de 906 mm, calculée sur la même station de mesure (Météo France, St Hilaire du Harcouet) de 1968-1969 à 2009-2010 (Figure 5.1a). L'année hydrologique 2006-2007 est nettement plus pluvieuse avec une pluviosité qui dépasse le percentile 75% (1026 mm), alors que 2009-2010 est nettement plus sèche avec une pluviosité inférieure au percentile 25% (832 mm).

2.2 Flux d'eau annuels

Pour la période étudiée, les flux hydriques spécifiques annuels suivent presque la même tendance que la pluviométrie (Tableau 5.1 ; Figure 5.1b). L'année 2006-2007 la plus pluvieuse correspond à un flux hydrique total élevé, d'autant plus que plusieurs mois ne sont pas comptabilisés à cause de données manquantes. Par contre, le flux d'eau est nettement plus élevé pour l'année 2007-2008 que pour les trois autres années hydrologiques, alors que sa pluviosité est à peine supérieure. Les flux hydriques totaux en 2005-2006, 2008-2009 et 2009-2010 sont relativement comparables, en tenant compte des données manquantes pour cette dernière année.

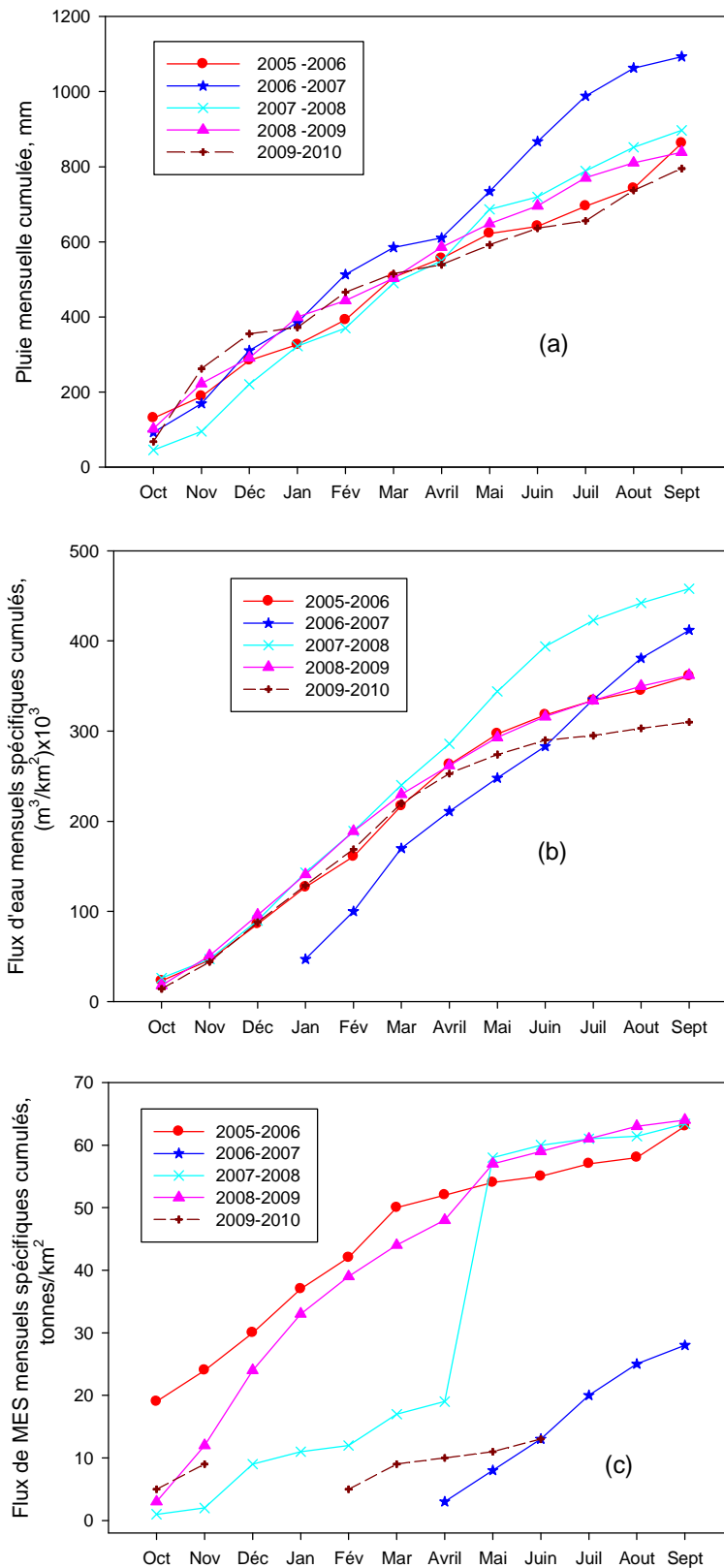


Figure 5.1 : Courbes cumulées de la pluviosité (a), du flux d'eau (b) et du flux solide (c) mensuels pour chacune des années hydrologiques étudiées

2.3. Flux solides annuels

Mises à part les années hydrologiques 2006-2007 et 2009-2010 où les données manquantes sont très nombreuses, les bilans annuels de MES sont relativement stables autour de 63 t/km² pour les trois autres années hydrologiques (Tableau 5.1 ; Figure 5.1c). Par contre leur évolution au cours de l'année est très variable pendant les premiers mois, de l'automne au printemps. En 2005-2006, après un mois d'octobre où le flux solide est déjà élevé, leur cumul augmente très progressivement ; en 2007-2008 le flux solide cumulé reste faible jusqu'en avril puis augmente très fortement en mai ; en 2008-2009, le flux solide cumulé augmente surtout entre novembre et janvier, puis en mai.

Par comparaison avec les données de la revue bibliographique de Vanmaercke *et al.* (2011) qui concerne plusieurs centaines de bassins européens, les flux spécifiques annuels de MES mesurés sur le Moulinet sont dans la gamme supérieure des bilans établis dans les bassins soumis aux conditions atlantiques de l'Europe de l'Ouest, puisque 50% de ces bassins présentent des flux inférieurs à 28 t/km². Les flux sur le Moulinet sont aussi dans la gamme supérieure des bilans établis dans les bassins de géomorphologie comparable (classe topographique 0-100 m in Vanmaercke *et al.*, 2011), puisque 50% de ces bassins présentent des flux inférieurs à 35 t/km².

Les flux solides sur le Moulinet sont aussi très supérieurs à ceux mesurés à l'exutoire du bassin versant de Kervidy-Naizin (ORE Agrhys) qui présente la même superficie et le même type de roche-mère : 3 fois plus élevés en 2007-2008 et jusqu'à 16 fois en 2005-2006 (données non publiées). Lefrançois (2007) qui a comparé ces deux bassins expliquent cette différence par une pluviosité et des flux hydriques plus faibles, mais surtout par la gestion des berges sur les deux bassins. En effet, une ripisylve est présente sur une grande partie du linéaire du ruisseau à Kervidy et joue le rôle de barrière aux apports de particules issues des versants. Malgré des surfaces plus importantes en prairies et un bocage plus dense sur le bassin versant du Moulinet, les flux plus élevés de MES dans ce ruisseau proviennent de la dégradation des berges par le bétail (Lefrançois *et al.*, 2007).

3. Variabilité intra-annuelle de la pluviosité, des flux hydriques et des matières en suspension

3.1 A l'échelle mensuelle et saisonnière

La pluviosité mensuelle est très variable, le mois le plus sec (janvier 2010) totalisant 17 mm de pluie et le mois le plus humide (novembre 2009) totalisant 194 mm pour la période étudiée (Figure 5.2). Elle semble diminuer progressivement de l'automne à l'hiver puis au printemps et été (Figure 5.3), mais cette diminution n'est significative, faiblement, qu'entre l'automne et le printemps ($P=0,028$, t-test). La pluviosité augmente à nouveau, significativement, entre l'été et l'automne ($P = 0,010$, t-test).

Les flux hydriques mensuels montrent au contraire une tendance d'évolution assez similaire chaque année (Figure 5.2), avec un effet saisonnier bien marqué (Figure 5.3). Les maxima sont en hiver ou au printemps et les minima en fin d'été-début d'automne. En moyenne, les flux hydriques sont plus élevés en hiver et plus faibles en été, le printemps et l'automne étant intermédiaires. La différence est souvent très significative d'une saison à l'autre : $P < 0,001$ entre l'automne et l'hiver, $P = 0,002$ entre l'hiver et le printemps et entre le printemps et l'été, $P = 0,026$ entre l'été et l'automne (U-test¹). Cette forte saisonnalité des flux hydriques comparée à la faible saisonnalité des pluies est due à l'augmentation de l'évapotranspiration qui augmente généralement dans cette région de l'hiver à l'été puis diminue jusqu'à l'hiver suivant.

Une forte variabilité intra-annuelle, à l'échelle mensuelle, est à nouveau observée pour les flux solides (Figure 5.2), sans tendance saisonnière bien marquée (Figure 5.3). Pour les trois années sans données manquantes, il est remarquable que les bilans annuels des flux solides soient très similaires, alors que les évolutions cumulées sont très différentes d'une année à l'autre (Figure 5.1). Ceci est lié à de très fortes mobilisations de MES se produisant à des périodes variables : octobre pour 2005-2006, mai pour 2007-2008, novembre à janvier et mai pour 2008-2009 (Figure 5.2). La différence n'est pas significative entre l'automne et l'hiver, ou entre le printemps et l'été ($P > 0,05$), les flux solides diminuent légèrement en moyenne entre l'hiver et le printemps ($P = 0,05$), mais augmentent très nettement entre l'été et l'automne ($P < 0,001$) (U-test) (Figure 5.3).

En conclusion, on observe une très forte variabilité inter-mensuelle des flux solides qui semble relativement indépendante des variations de la pluviosité et des flux hydriques mensuels. A l'échelle saisonnière, les flux solides diminuent légèrement de l'hiver jusqu'à l'été alors que les flux hydriques diminuent nettement, ce qui traduit une disponibilité croissante des particules. Puis les flux solides augmentent significativement à l'automne alors que les flux hydriques et la pluviosité augmentent moins nettement. On peut supposer l'existence d'un stock important de sédiments dans le fond du cours d'eau après l'été, facilement mobilisable à la reprise des pluies. De l'automne à l'hiver, les flux solides varient peu alors que les flux hydriques augmentent fortement, ce qui traduit la diminution du stock de sédiments sans apport nouveau important de particules.

¹ Un test non paramétrique, le Mann-Whitney rank sum test (U test) a été utilisé pour comparer les moyennes de populations non normales

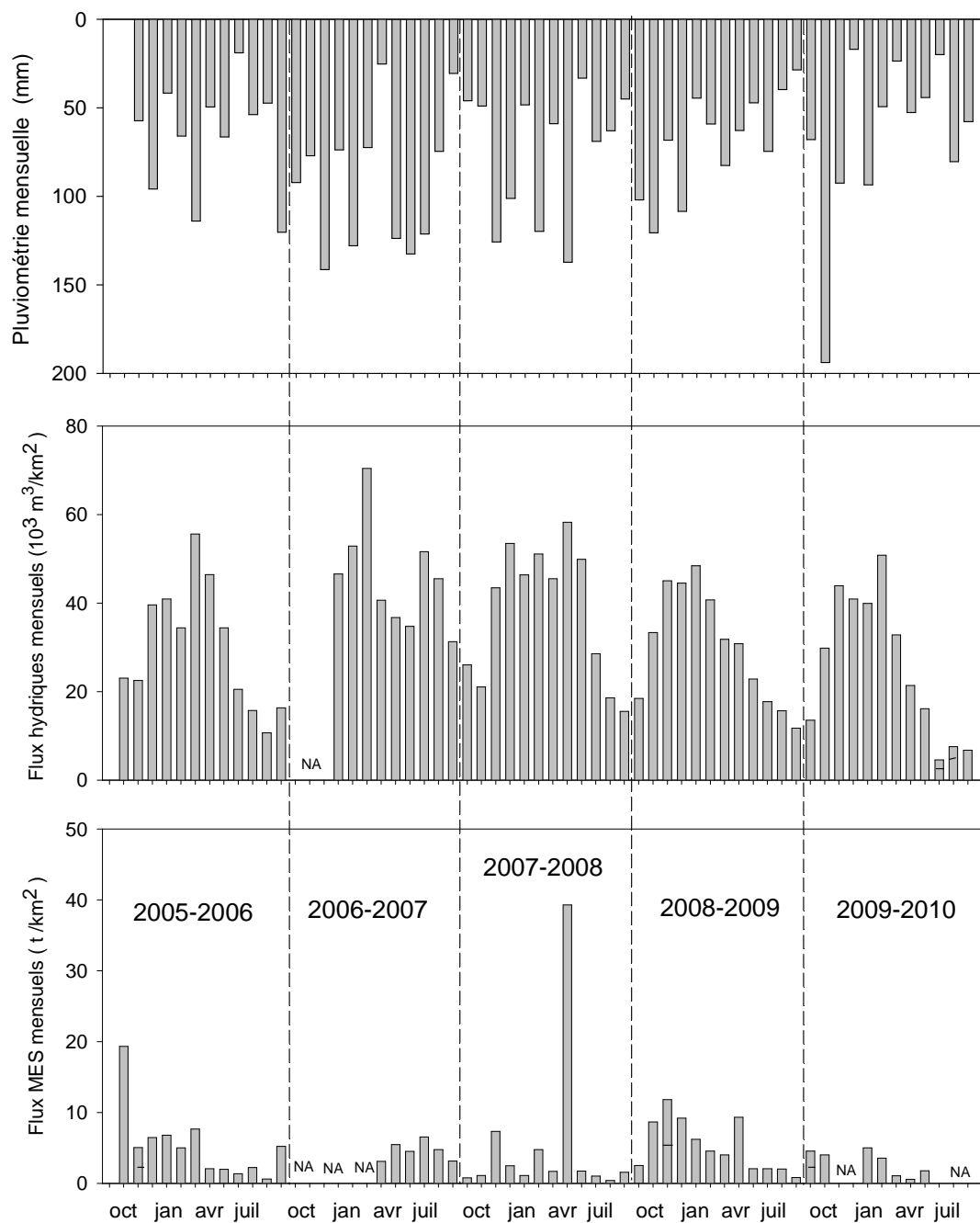


Figure 5.2 : Dynamique mensuelle de la pluviosité, des flux hydriques et des flux solides

*NA : mois sans données disponibles ; - : mois avec données incomplètes.

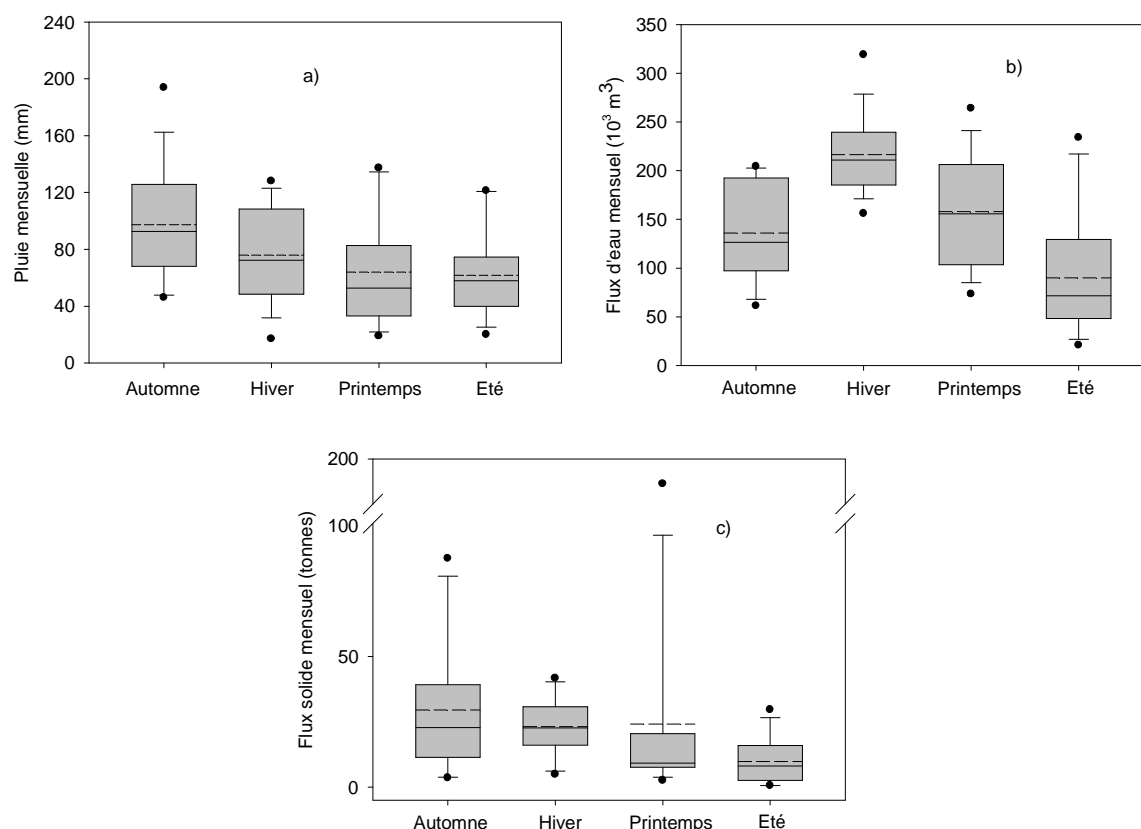


Figure 5.3 : Distribution en box-plots : a) des pluies mensuelles ; b) des débits d'eau mensuels, et c) des flux solides mensuels pour chaque saison, entre octobre 2005 et septembre 2010².

3.2 A l'échelle journalière

3.2.1 Description statistique

La forte variabilité intraannuelle des flux hydriques et des flux solides peut aussi être analysée à partir des données moyennes journalières du débit Q et du débit solide Q_s . La description statistique de ces données et de la pluviosité journalière au cours de la période d'étude entre octobre 2005 et septembre 2010 est présentée dans le tableau 5.2, pour toutes les années confondues, et dans la figure 5.4, année par année.

Les pluies journalières sont en très grande majorité de faible intensité. Le nombre de jours sans pluie est en moyenne de 220 jours par an. La distribution des pluies journalières est légèrement asymétrique car 90% des jours totalisent une pluviosité comprise entre 0 et 8 mm, les 10% restant couvrant la gamme 8 à 35 mm.

² Représentation en box plot : les limites de la boîte représentent les percentiles 25 et 75 ; les traits dans la boîte représentent la médiane (trait plein) et la moyenne (tirets) ; les barres d'erreur indiquent les percentiles 10 et 90 ; les ronds noirs correspondent aux valeurs extrêmes

Tableau 5.2 : description statistique de la pluviosité journalière, des débits et des débits solides moyens journaliers

	Nombre	Max	Min	Moy	Ec-type	25%	Médiane	75%	90%	Asymétrie
Pluie, mm	1818	34,4	0	2,4	4,6	0,0	0,2	2,6	7,8	3,0
Q, l/s	1548	407,0	10,0	60,0	32,8	34,0	58,0	77,0	94,0	2,1
Q _s , g/s	1519	893,5	0,0	8,1	35,6	1,1	2,7	5,7	12,0	17,6

La distribution des débits est plus proche d'une loi normale, mais c'est surtout la gamme des forts débits qui est la plus variable.

L'asymétrie de la distribution des débits solides est par contre très importante. Les débits solides sont faibles la plus grande partie du temps : 90% des valeurs sont inférieures à 12 g/s, alors que les débits solides pour les événements les plus productifs atteignent jusqu'à 900 g/s.

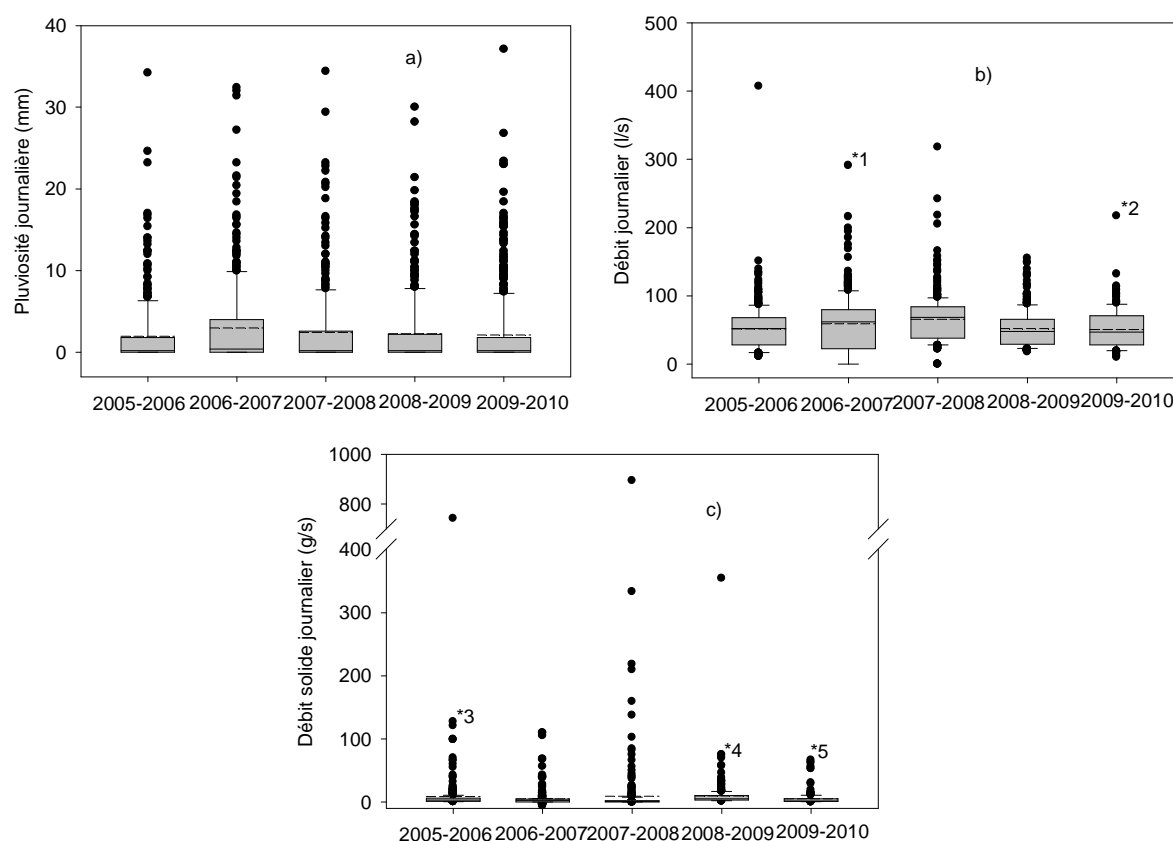


Figure 5.4 : Distribution en box-plots :a) des pluviosités journalières, b) des débits moyens journaliers, et c) des débits solides moyens journaliers entre octobre 2005 et septembre 2010

*1: 3 mois de données manquantes ; *2: 35 jours de données manquantes ; *3: 6 mois de données manquantes ; *4: 21 jours de données manquantes ; *5: 6 mois de données manquantes.

Ces observations sur les débits solides³ journaliers s'appliquent aussi aux flux solides journaliers. Elles révèlent ainsi l'importance des événements les plus intenses qui mobilisent de très grandes quantités de particules en un temps très court. Ils surviennent surtout en 2007-2008.

3.2.2 Part des événements les plus intenses

L'importance des événements les plus productifs en flux d'eau ou en flux solide peut être décrite de différentes manières, pour permettre la comparaison avec d'autres données dans la littérature : en calculant le pourcentage de temps⁴ associé au pourcentage de flux (Tableau 5.3) ou en calculant le pourcentage du flux transporté en un nombre donné de jours, ici 2 et 15 jours (Figure 5.5).

Tableau 5.3: Pourcentage du temps associé au pourcentage de flux d'eau ou de MES annuel, triés par flux décroissant

Pourcentage du flux (%)			10	25	50	75	90
Pourcentage du temps (%)	Flux hydrique	2005-2006	3,6	12,0	30,0	52,0	73,0
		2006-2007	4,7	15,0	36,5	64,2	84,3
		2007-2008	3,9	13,6	33,1	56,1	77,5
		2008-2009	4,1	12,9	31,2	56,2	78,1
		2009-2010	2,4	12,5	29,3	53,3	75,5
	Flux solide	2005-2006	0,1	0,3	3,1	21,0	47,0
		2006-2007	0,7	1,8	6,5	34,1	65,9
		2007-2008	0,1	0,3	1,2	4,0	13,3
		2008-2009	0,3	2,6	14,0	37,2	64,0
		2009-2010	0,8	2,0	6,8	24,5	48,4

Avec cette représentation, nous constatons que le flux hydrique augmente assez régulièrement avec le temps. Nous observons ainsi que 50% du flux d'eau annuel est exporté en 30% du temps environ et 90% pendant une durée comprise entre 73 et 84% de l'année. Par contre, la répartition du flux solide au cours de l'année est plus irrégulière. 50% du flux solide est exporté pendant une durée variable entre 1% et 14% selon les années et 90% pendant une durée comprise entre 13 et 66%.

Nos résultats se rapprochent de certaines études qui montrent que 50% du flux solide annuel se produit pendant 1% du temps (Meade et al, 1999) et 90% pendant 25% du temps (Old et al., 2003). D'autres bassins versants ont une dynamique encore plus irrégulière, avec 75% du flux solide exporté pendant 1% du temps et 99% pendant 6% (Laguionie, 2007).

³ Nous appelons ici débit solide la valeur de Q_s « instantanée » exprimée en mg/s ou g/s, et flux solide la valeur de Q_s intégrée sur une durée plus longue (jour, mois ou année) exprimée en kg ou tonne par jour, mois et année.

⁴ Le pourcentage du temps est : temps du transport d'une quantité en jours diviser par le nombre total de jours.

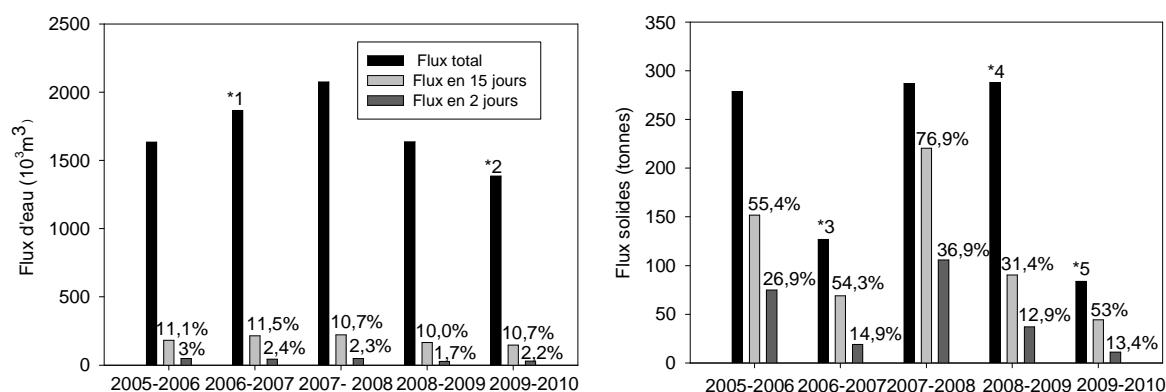


Figure 5.5 : Flux d'eau et flux solides transportés annuellement, en 15 jours et en 2 jours, Les pourcentages indiqués représentent la part du flux annuel transportée en 15 jours et en 2 jours. *1: 3 mois de données manquantes ; *2 : 35 jours de données manquantes ; *3 : 6 mois de données manquantes ; *4: 21 jours de données manquantes *5 : 6 mois de données manquantes.

La part des flux hydriques transportée en 2 jours les plus contributifs est inférieure à 3% du flux hydrique total, et de l'ordre de 11% en 15 jours. Par comparaison, ces pourcentages sont beaucoup plus variables et plus élevés pour les flux solides : la part des flux solides transportée en 2 jours les plus contributifs varie entre 13 et 37% du flux hydrique total, et entre 31 et 77% en 15 jours.

A l'échelle saisonnière, on remarque que les jours les plus productifs en flux hydriques surviennent majoritairement en hiver alors que les jours les plus contributifs en flux solides surviennent majoritairement en automne (Tableau 5.4).

Tableau 5.4 : Répartition selon les saisons des 15 jours les plus productifs en flux hydrique (a) et en flux solides (b), pour les trois années sans données manquantes.

	Automne	Hiver	Printemps	Eté
a	14	20	10	1
b	17	13	12	3

Il est intéressant de noter que le même travail réalisé pour le ruisseau de Kervidy-Naizin montre que les jours les plus productifs en flux hydriques comme en flux solides surviennent majoritairement en hiver (données non publiées).

En conclusion, on observe un très fort contraste entre une grande partie de l'année où les flux solides sont très faibles et un petit nombre de jours pendant lesquels se produit l'essentiel de l'exportation des particules. Par comparaison les flux hydriques sont répartis de manière un peu plus régulière tout au long de l'année.

4. Variabilité de la relation entre le débit solide Q_s et le débit Q

Nous avons jusqu'à présent étudié les dynamiques temporelles des flux hydriques et des flux solides de manière relativement indépendante. Or celles-ci sont a priori en grande partie liées puisque le débit est l'un des principaux déterminants du flux solide.

Classiquement la relation entre le débit et le flux solide est exprimée en calculant une régression sous la forme d'une loi puissance $Q_s = aQ^b$. Dans ce paragraphe, nous étudierons la variabilité temporelle de cette relation à l'échelle mensuelle puis journalière.

4.1 A l'échelle mensuelle

Pour chacune des années hydrologiques étudiées (2006-2007 et 2009-2010 ne sont pas représentées à cause des données manquantes). La relation entre le flux solide et le débit moyens mensuels semble décrire une hystérésis dans le sens horaire. Le flux solide est plus élevé, pendant la partie de l'année où le débit augmente (de l'automne à l'hiver), que pendant la récession générale qui suit (du printemps à l'été) (Figure 5.6). Cette évolution générale présente cependant des irrégularités, avec certains mois où le flux solide augmente très fortement sans lien avec le débit, généralement en octobre (2005 et 2007) ou en mai (2008 et 2009). A cette échelle mensuelle, aucune relation univoque de type loi puissance ne se dégage clairement.

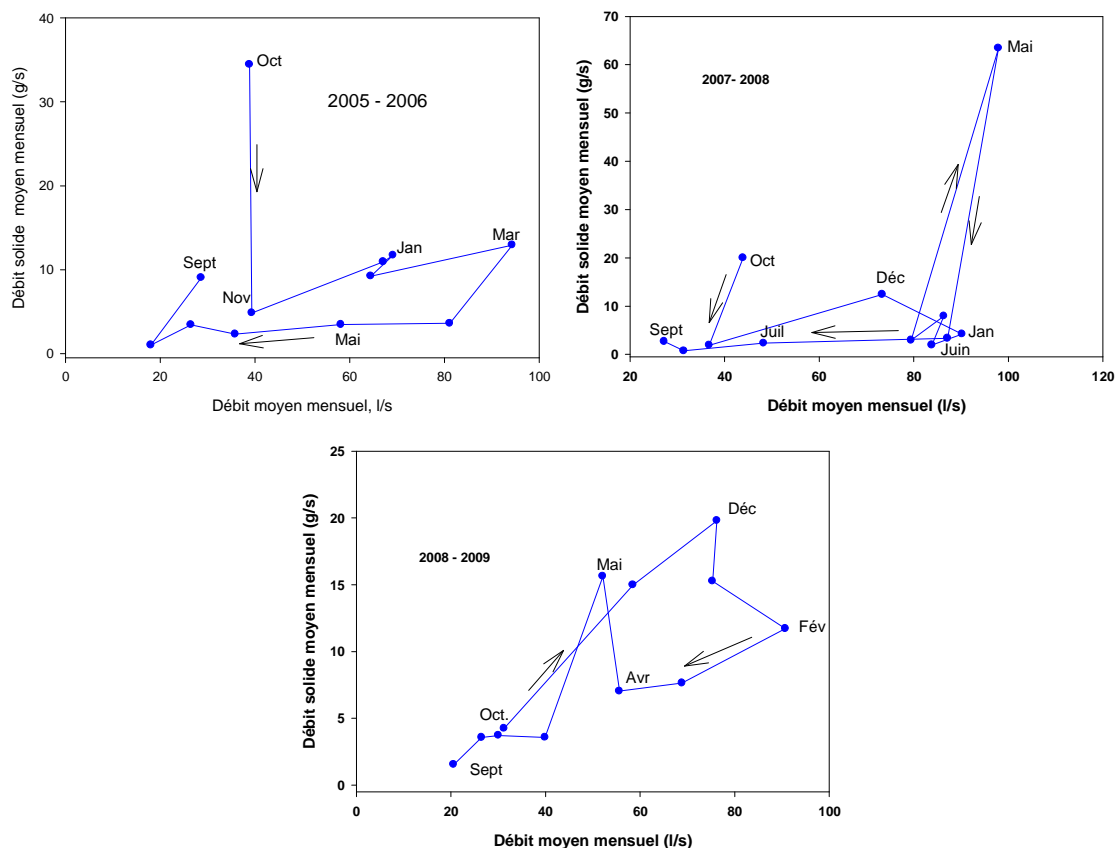


Figure 5.6 : Relation entre le débit solide et le débit moyens mensuels.

4.2 A l'échelle journalière

La relation entre le débit solide Q_s et le débit d'eau Q moyens journaliers n'est pas non plus représentée par une loi puissance $Q_s = aQ^b$ unique pour le Moulinet, ce qui est illustré ici pour l'année 2007-2008 et pour toutes les années étudiées (Figure 5.7). Cette relation montre une forte variabilité. Ce sont les points correspondant aux plus fortes valeurs de Q et Q_s qui s'éloignent le plus de la loi de puissance calculée. Cette loi est surtout construite à partir des valeurs obtenues en conditions hydrologiques les plus modérées, qui sont de loin les plus nombreuses, comme déjà souligné précédemment.

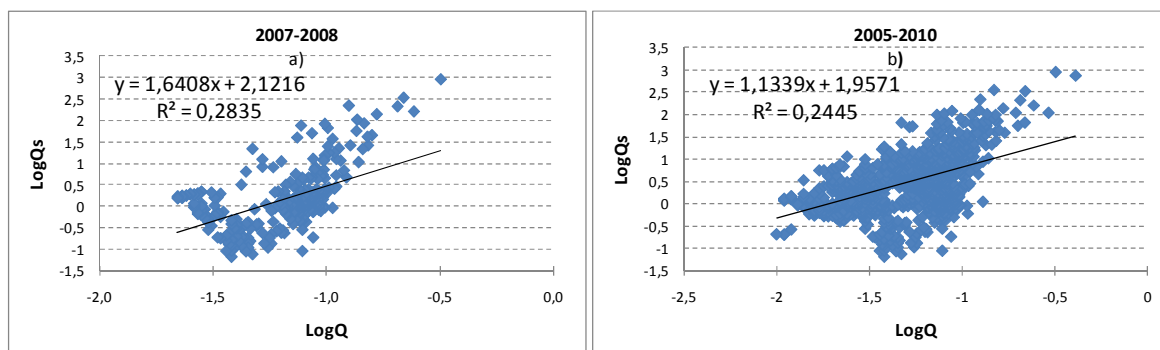


Figure 5.7 : Corrélation entre $\log Q$ - $\log Q_s$ pour toutes les données journalières en 2007-2008 et de 2005 à 2010.

Pour certains objectifs d'aménagements, il peut être intéressant de dégager une loi unique et générale qui donne plus d'importance aux événements les plus intenses. Pour réduire le biais d'échantillonnage, la population des données de débit a été séparée en différentes classes par intervalles de 30 l/s : 0-30, 30-60, etc. La régression par la loi de puissance a été calculée sur les valeurs moyennes de Q_s et de Q pour chacune de ces classes, (Figure 5.8). Les coefficients a et b de la loi puissance, ainsi que le coefficient de corrélation sont reportés dans le tableau 5.5.

Tableau 5.5 : Coefficients de la régression Q-Qs du Moulinet

Année hydrologique	a	b	R ²
2005-2006	1,78 E+3	1,87	0,93
2006-2007	1,95 E+3	2,21	0,89
2007-2008	13,7 E+3	2,83	0,91
2008-2009	2,63 E+3	1,94	0,93
2009-2010	0,82 E+3	1,66	0,91
2005-2010	4,2 E+3	2,20	0,94

Nous remarquons une forte amplitude de variation du coefficient a , entre 0,82E+3 et 13,7E+3 tandis que le coefficient b varie entre 1,66 et 2,83. D'après Morgan (1995), de fortes valeurs du coefficient a correspondent à des sédiments facilement mobilisables lors des

événements pluvieux. Le paramètre b peut être interprété comme la puissance érosive de la rivière.

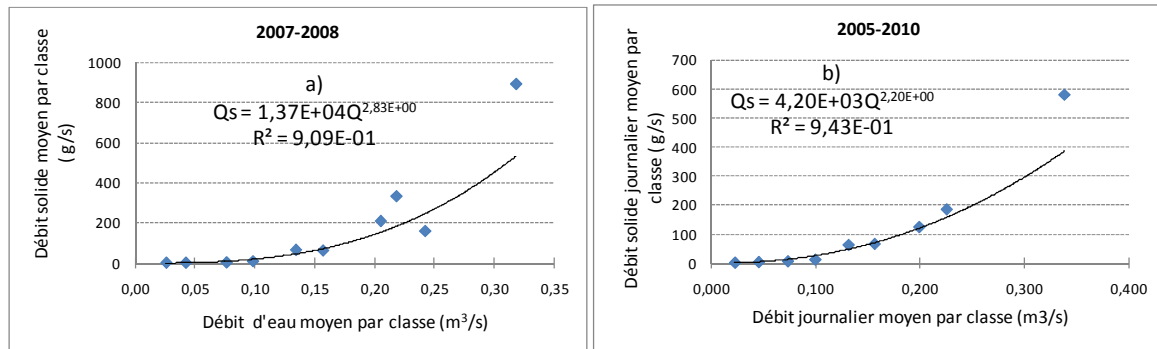


Figure 5.8 : Corrélation entre les valeurs moyennes de Q et Q_s , calculées pour chaque classe de débit 0-30, 30-60, ... en 2007-2008 et de 2005 à 2010.

Laguionie (2007) a obtenu une valeur moyenne de b égale à $1,93 \pm 0,28$ (de 1,65 à 2,21) à partir d'un jeu de 28 bassins versants issus de la base de données USGS, de lithologie et de superficie (entre 3 km^2 et 1 847 180 km^2) différentes. Il obtient pour le coefficient a des valeurs comprises entre $1E-5$ et $1E+5$. Selon cette étude b augmente légèrement avec l'aire drainée, alors que le coefficient a diminue. Sur le Moulinet ces coefficients sont plus élevés que ceux obtenus par Laguionie (2007) pour des bassins de superficie comparable, entre 3 et 10 km^2 : a varie entre 8 et 617 et b entre 1,0 et 1,8. Les coefficients a les plus élevés correspondent à des cours d'eau de plaine, par opposition aux cours d'eau de montagne. Sur le Moulinet, les valeurs plus élevées de a correspondent peut-être à un stock important de sédiments facilement mobilisables lors des événements pluvieux.

5. Conclusion

Les flux solides annuels calculés à la station de mesures sur le ruisseau du Moulinet sont de l'ordre de 60 t/km^2 pour des années de pluviosité normale. Ces flux sont relativement importants compte-tenu des caractéristiques du bassin versant, qui devraient le rendre a priori peu sensible à l'érosion : les parcelles agricoles sont majoritairement des prairies, le bocage est dense et les pentes sont faibles. D'après Lefrançois (2007), ces flux importants sont attribués à la dégradation des berges par le bétail.

Ces flux sont répartis au cours de l'année de manière très hétérogène et ne sont pas reliés de manière simple aux variations des flux hydriques :

- Ils se produisent toute l'année mais sont un peu plus élevés en automne, alors que les flux hydriques sont plus élevés en hiver.
- Leur variabilité inter-mensuelle est parfois très forte. En particulier les flux solides augmentent spectaculairement en mai et octobre pendant certaines années, alors que les conditions hydrologiques varient peu dans le même temps.

- De façon générale, la plus grande partie des flux solides annuels est mobilisée en un petit nombre de jours. Cette répartition très hétérogène existe pour les flux hydriques mais de manière atténuée.

Le débit ne semble donc pas être le seul déterminant du transport solide dans le Moulinet. Les variations de disponibilité des particules expliquent sans doute la différence observée entre les dynamiques des flux hydriques et solides. En particulier lorsque le débit est très élevé, les flux solides augmentent beaucoup plus que la loi puissance $Q_s = aQ^b$, estimée à partir de la majorité des points, ne permet de le prévoir. Ceci peut révéler une nouvelle source des particules, mobilisées pour des événements extrêmes.

D'ores et déjà nous pouvons émettre l'hypothèse d'un stock de sédiments facilement mobilisable à la fin de l'été, remis en suspension en l'automne, et qui est moins important en hiver. Les très fortes augmentations du flux solide pendant certains mois d'octobre ou mai pourraient être dues à des conditions favorables à l'érosion, soit liées au calendrier d'occupation du sol et des pratiques agricoles soit à des conditions climatiques extrêmes.

Les approches mises en œuvre dans les prochains chapitres de la thèse devront permettre d'analyser plus finement la dynamique temporelle des flux solides pour en comprendre les déterminants.

Références

- Asselman N E M, 2000. Fitting and interpretation of sediment rating curves. *Journal of Hydrology*, 234, 228-248.
- Brown C B, 1950. *Sediment transport*. In: Rouse H (Ed). *Engineering Hydraulics*. John Wiley, New York, 387 p.
- Graf W H & Altinakar M S, 2000. *Hydraulique Fluviale; Ecoulement et phénomènes de transport dans les canaux à géométrie simple*. V.16. Presses Polytechniques et Universitaires Romandes, 627 p.
- Laguionie P, 2007. Mesures in situ et modélisation du transport des sédiments en rivière. Application au bassin versant de la Vilaine. Thèse de l'Université de Rennes 1, 331 p.
- Lana-Renault N, Regues D, Marti –Bono C, Begueria S, Latron J, Nadal E, Serrano P and Garcia-Ruiz J M, 2007. Temporal variability in the relationship between precipitation, discharge and suspended sediment concentration in a small Mediterranean mountain catchment. *Nordic Hydrology*, 38(2), 139-150.
- Lefrançois J, 2007. Dynamique et origines des matières en suspension sur petits bassins versants agricoles sur schiste. Thèse de l'Université de Rennes 1, 260 p.
- Morehead M D, Syvitski J P, Hutton E W H, Peckham S D, 2003. Modeling the temporal variability in the flux of sediment from ungauged river basins. *Global and Planetary Change*, 39, 95-110.
- Morgan R.P.C, (1995). *Soil erosion and conservation*. 2nd Ed, Longman, London, 227 p.
- Old G H, Leeks G J L, Packman J C, Smith B P G, Lewis S, Hewitt E J, Holmes H M and Young A, 2003. The impact of a convectional summer rainfall event on river flow and fine sediment transport in highly urbanized catchment: Bradford, West Yorkshire. *The Science of the Total Environment*, 314-416; 495-512.
- Picouet C, Hingray B, Olivry J O, 2001. Empirical and conceptual modeling of the suspended sediment dynamics in large tropical African rivers: the upper Niger River basin. *Journal of Hydrology*, 250, 13-39.
- Seeger M, Errea M P, Beguerria S, Arnaez J, Marti C, Garcia-Ruiz J M, 2004. Catchment soil moisture and rainfall characteristics as determinant factors for discharge/suspended sediment hysteresis loops in a small headwater catchment in the Spanish Pyrenees. *Journal of Hydrology*, 288, 299-311.
- Smith H G and Dragovich, 2009. Interpreting sediment delivery processes using suspended sediment-discharge hysteresis patterns from nested upland catchments, south-eastern Australia. *Hydrological Processes*, 23, 2415-2326.

Vanmaerke M, Poesen J, Verstraeten G , Vente J ,Ocakoglu F, 2011. Sediment yield in Europe: spatial patterns and scale dependency. *Geomorphology*, 130, 142-161.

Van Rijn, L C, 1984. Sediment transport part II: suspended load transport. *Journal of Hydraulic Engineering*, ASCE, 110/11, 1613-1641.

Yang C T, 1996. *Sediment transport theory and practice*. The McGraw-Hill Companies, Inc. New York, p 396.

Chapitre VI

QUANTIFICATION PAR MODELISATION DES SOURCES DE M.E.S AU COURS DES CRUES

1. Introduction

La modélisation du transport solide est un domaine scientifique et d'ingénierie extrêmement florissant, qui met en œuvre des approches très variées (théoriques, empiriques, déterministes...) en fonction d'une grande diversité d'objectifs : prédiction des quantités de sédiments transportés dans les cours d'eau (Francke *et al.*, 2008), quantification des sources (Brakebull *et al.*, 2010) et compréhension de leur dynamique spatiale et temporelle (Singh *et al.*, 2007, recherche de déterminants du milieu physique ou anthropique (Morehead *et al.*, 2003 ; Periago and Soto, 2004 ; Meybeck *et al.*, 2011). Plusieurs revues bibliographiques paraissent d'ailleurs régulièrement sur le sujet (Merritt *et al.*, 2003 ; Aksoy & Kavvas, 2005 ; Kinnell, 2010).

Certains modèles s'intéressent à l'érosion des sols et au transport des particules dans le bassin versant (Bull, 1997 ; Becel, 2004). Ces processus sont modélisés en intégrant le rôle de l'intensité de la pluie, la topographie, la forme et la densité du réseau de drainage, le type de sol, la géologie, l'occupation des sols, la couverture végétale, les pratiques agricoles... Les modèles USLE, RUSLE, COUP etc (Lagoke, 1981) ou STREAM (Cerdan *et al.*, 2001) sont des exemples de ce type.

D'autres modèles se focalisent sur le transport des sédiments dans la rivière. Le transport est modélisé en fonction des propriétés hydrauliques de l'écoulement (débit d'eau, vitesse d'écoulement, niveau d'eau), des caractéristiques du cours d'eau (largeur et longueur du cours d'eau, pente du fond, etc), et des caractéristiques des particules (forme, grain moyen, masse volumique et vitesse de chute) (Yang, 1989 ; Englund-Hanson, 1967 ; Van Rijn, 1984). La plupart de ces modèles théoriques ou semi-empiriques ont été validés sur des relations empiriques établies dans des chenaux expérimentaux. L'application de ces modèles au milieu naturel est très imparfaite à cause de plusieurs raisons. D'une part, ils permettent de calculer la capacité maximale de transport mais non le transport effectif qui est fonction de la disponibilité des sédiments des cours d'eau. D'autre part, ces modèles n'intègrent pas les conditions naturelles des cours d'eau qui varient dans le temps et l'espace, telles que la géométrie, la présence des végétaux, la rugosité du fond, etc.

Pour modéliser le transport solide en milieu naturel, la méthode la plus appliquée est la courbe de *tarage* (*rating curve*), qui représente la relation empirique entre le débit solide et le débit d'eau dans une section d'écoulement donnée de la rivière (Asselman, 2000 ; Picouet *et al.*, 2001). Cette relation est habituellement définie par une loi de puissance :

$$Q_s = a Q^{b+1}; \text{ avec } Q_s = [MES] Q \quad (6.1)$$

Où, ce qui revient au même,

$$[MES] = a Q^b; \quad (6.2)$$

Où : Q_s est le débit solide transporté en suspension (mg/s) ;

$[MES]$ est la concentration des matières en suspension (mg/l) ;

Q est le débit d'eau (l/s).

a et b sont des coefficients empiriques de régression. Ces coefficients sont sans dimension et quelques hypothèses sur leur interprétation physique ont été formulées. Selon Asselman (2000), les coefficients a et b n'ont aucune signification physique. D'autres études au contraire indiquent que le coefficient a peut être considéré comme un indice de sévérité d'érosion (Morgan, 1995) : a est d'autant plus grand que les matériaux sont plus intensivement érodés ou facilement mobilisés. Le coefficient b est interprété par Laguionie (2007) comme associé au pouvoir érosif du cours d'eau. Lorsque b est élevé, une faible augmentation du débit entraîne une forte augmentation du flux de sédiments. D'autres auteurs déclarent que le coefficient b traduit la contribution de plusieurs sources de sédiments quand le flux d'eau augmente (Morgan, 1995).

Les représentations graphiques de la relation entre le débit d'eau, Q , et le débit solide, Q_s , au cours des crues font apparaître plusieurs cas de figure distincts, dont le plus fréquent se traduit par la présence de deux lois de puissance pour décrire l'évolution du débit solide sur la gamme de variation de débit (Laguionie, 2007). Chacune de ces lois est représentative du transport des MES dans des gammes de débit d'eau séparées par un débit seuil, Q_c . Ce débit seuil est lié au coefficient b parce que le paramètre $b+1$ intervient comme la puissance du débit d'eau dans l'équation 6.1. En général, dans le processus de transport des sédiments par les courants d'eau, il y a deux types de débit d'eau seuil. Le premier, c'est un faible débit d'eau qui pourrait correspondre à une transition entre un transport de particules organiques biogènes et un transport de particules terrigènes. Le deuxième, c'est un fort débit d'eau qui serait associé à un seuil de disponibilité des sédiments (Laguionie, 2007).

Bien que ces courbes de tarage ne soient pas en mesure de décrire la forte variabilité naturelle de la relation entre le débit solide et le débit, elles sont largement utilisées dans le monde pour prédire le flux solide transporté dans les cours d'eau. La fonction puissance est aussi utilisée à l'échelle de la crue. Pour améliorer ce modèle, certains auteurs comme Wolman et Gerson (1996) proposent un facteur de correction lié à la dérivée du flux d'eau en fonction du temps. Un autre facteur de correction qui tient compte de la diminution d'un stock de sédiments au cours du temps a été proposé par Van Sickle et Beschta (1983). Le modèle développé par Fauchaux (2008) utilise la loi en puissance de la courbe de tarage modulée par la diminution exponentielle d'un stock de sédiments. Il distingue de plus deux origines distinctes des MES, celle liée à ce stock de sédiments et l'érosion des sols du bassin versant.

L'objectif de ce chapitre de thèse est de caractériser puis de modéliser à l'échelle de la crue la relation entre le débit solide et le débit d'eau, afin d'identifier et de quantifier les différentes origines des MES : 1) le stock de sédiments du fond et l'érosion des berges du cours d'eau et, 2) l'érosion des versants. Pour chacune de ces origines, le flux de MES est le produit d'une fonction de transport (liée à l'énergie hydraulique donc au débit) et d'une fonction de disponibilité ou de production des particules. Pour ce but nous utilisons le modèle développé dans Faucheux (2008).

2. Matériels et méthodes

2.1. Le site d'étude

Le cours d'eau Moulinet est un affluent de l'Oir, qui est lui-même un affluent de la Sélune qui se jette dans la baie du Mont St Michel (Figure 2.1). Au niveau de la station de mesures, le Moulinet draine une surface totale de 4,53 km². L'altitude du point le plus haut sur le bassin versant est de 143 m, alors que l'altitude minimale est de 55 m. Le cours d'eau s'écoule du sud au nord sur une distance de 4,9 km. La pente longitudinale moyenne de ce cours d'eau est de 1,8 %.

Le climat est de type tempéré océanique. La pluviométrie moyenne annuelle de 1968 à 2010 est de 906 mm (station Météo –France de Saint-Hilaire-du-Harcouët). La température est douce en hiver et peu élevée en été, avec une moyenne annuelle de 11°C (de 1992 à 2009).

Le substrat géologique du bassin versant est le schiste briovérien dont la dégradation fournit une altérite de schiste. Des placages de limons éoliens supérieurs à 1 m d'épaisseur recouvrent cette altérite (Langevin *et al.*, 1984). Une nappe de subsurface se développe dans l'altérite de schiste, elle est superficielle dans les bas de versant.

L'occupation du sol du bassin versant est principalement dominée par l'agriculture, tournée vers l'élevage laitier intensif. En 2008, plus de 55 % de la surface agricole utile (SAU) est en prairies (permanentes ou temporaires), 37,4 % est cultivé en maïs et le reste de la SAU est occupé par des céréales d'hiver (Dumas, 2009) (Figure 2.4). Le bocage est encore relativement présent sur le bassin versant. En 2000, la densité moyenne de haies est de 47 m par hectare (Lefrançois, 2007).

2.2. Acquisition des données utilisées

Les données utilisées dans ce chapitre de la thèse sont des mesures du débit et de la concentration des MES réalisées à l'exutoire du bassin versant du Moulinet. Elles correspondent à 21 crues survenues entre octobre 2007 et mai 2011.

2.2.1 Mesure du débit

Le débit est mesuré par un débitmètre de marque ISCO dans une section en bois calibrée qui permet d'assurer un écoulement uniforme (Figure 2.9). La vitesse moyenne est estimée à partir de mesures de la vitesse par effet Doppler et la hauteur d'eau à l'aide d'un capteur de pression. Le débit est estimé en multipliant la vitesse moyenne de l'eau par la surface de la section mouillée. La surface de la section mouillée est dérivée de la mesure ponctuelle de hauteur d'eau. Les données de débit sont obtenues avec une fréquence de 10 minutes.

2.2.2 Mesure des concentrations en MES

La mesure des concentrations en MES est obtenue à partir des prélèvements d'eau réalisés par un préleveur automatique de la marque ISCO disposant de 24 flacons d'une contenance maximum de 1 litre chacun (Figure 2.11). L'appareil se déclenche lorsque la hauteur d'eau dépasse un seuil fixé au préalable, mais variable au cours de l'année selon le niveau d'eau dans le cours d'eau. La fréquence des prélèvements est de 10 minutes pour les cinq ou six premiers flacons, puis de 20, 30 ou 45 minutes pour les flacons qui restent. Les temps de pompage sont fixés à 40 secondes, ce qui permet de prélever des échantillons d'eau d'environ 800 ml.

Au laboratoire les concentrations en MES des échantillons d'eau prélevés sont mesurées après filtration. La filtration s'effectue selon la norme européenne NF EN 872. Les échantillons sont stockés à 4°C pour éviter l'évolution de la matière organique et filtrés dans les 24 h suivant le prélèvement, à travers un filtre en cellulose de 0,45 µm de taille des pores, sous pression. Le filtre, dont la masse est connue, est ensuite séché à 105°C pendant au moins 1 h. La masse du résidu retenu sur le filtre est déterminée par pesée et rapportée au volume d'eau filtrée.

Le débit solide Q_s (mg/s) est le produit du débit d'eau Q (l/s) et de la concentration en MES (mg/l).

Pour certaines crues, lorsque le nombre de prélèvements paraissait insuffisant en regard des variations du débit, des données de concentration en MES intermédiaires ont été calculées par interpolation linéaire à partir de la turbidité mesurée au cours des mêmes crues avec une fréquence de 10 minutes.

2.3 Relation entre le débit (Q) et le débit solide (Q_s) à l'échelle de la crue

Les crues modélisées ont été caractérisées par la forme de la relation entre le débit solide Q_s et le débit Q au cours de la crue. A la suite de Williams (1989) nous avons distingué deux types de crues :

- des crues « univoques », pour lesquelles les pics de Q et Q_s arrivent simultanément, avec des relations identiques en montée de crue et en décrue (type U, Figure 6.1),
- des crues « à hystérésis horaire », pour lesquelles le débit solide est plus élevé en montée de crue qu'en décrue, pour des débits équivalents. Deux cas de figure peuvent se présenter : (1) des hystérésis asymétriques où le pic de Q_s précède le pic de Q (type H_A , Figure 6.1) ; (2) des hystérésis symétriques où les pics de Q et Q_s arrivent simultanément (type H_s , Figure 6.1).

Les autres types de crues définies par Williams (1989), antihoraires et complexes, n'existent pas dans notre jeu de crues modélisées.

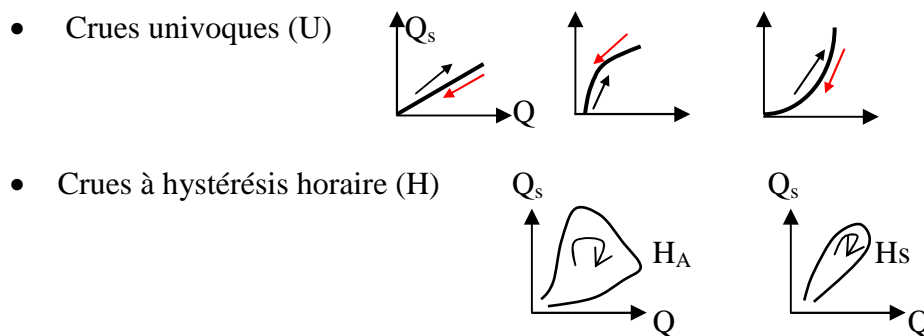


Figure 6.1 : Typologie des relations flux des MES –flux d'eau durant les crues modélisées

Pour préciser l'importance et la forme des hystérésis, dont la différence entre la montée de crue et la décrue est plus ou moins marquée, nous avons utilisé d'autres indicateurs :

- un index d'hystérésis HI, basé sur la différence entre le flux solide au milieu de la montée de crue et le flux solide en décrue au même débit (Lawler *et al.*, 2006) ;
- l'aire intérieure de la courbe d'hystérésis décrite par la relation Q_s - Q . Cette aire est estimée à l'aide d'un logiciel d'analyse d'images et est mesurée dans une unité de surface identique pour toutes les crues, afin de permettre leur comparaison ;
- un indice d'élongation de la courbe IC (indice de Crofton), estimé par ce logiciel, qui représente le rapport : $(\text{Périmètre})^2 / 4 * \text{Aire}$. Cet indice vaut 1 pour un cercle et augmente d'autant plus que la forme est allongée.

2.4 Modélisation

Le modèle utilisé a été mis au point et testé dans le mémoire de Fauchaux (2008) pour des sous-bassins versants de la Vilaine. Ce modèle se rapproche de celui de Van Sickle (1983) et Picouet *et al.*, (2003). Il cherche à expliquer l'évolution de Q_s à partir d'une somme de lois de transport, décrivant les différentes sources contributives de MES au cours de la crue.

2.4.1 Hypothèses du modèle

Nous supposons que les MES transportées dans le cours d'eau au cours d'une crue peuvent provenir de plusieurs sources, chaque source pouvant être limitante ou non limitante au cours du temps. Pour le bassin étudié, nous avons retenu deux sources principales :

- 1) Une source mobilisable dès le début de la crue, attribuée pour le bassin étudié au stock de sédiments préalablement déposés dans le fond du cours d'eau, auquel s'ajoute le stock de particules issues des berges piétinées par le bétail. Deux cas peuvent se présenter : 1a) le stock est considéré comme non limitant à l'échelle de la crue, c'est-à-dire que sa disponibilité reste la même jusqu'à la fin de la crue ; 1b) le stock est limitant à l'échelle de la crue, c'est-à-dire que sa disponibilité diminue au cours du temps.
- 2) Une source mobilisable plus tard au cours de la crue, attribuée pour le bassin étudié à l'érosion de la surface des sols des parcelles cultivées sur les versants ; cette origine intervient seulement dans certaines conditions (en fonction de l'état hydrique du sol, de la couverture végétale, de l'intensité et de la durée de la pluie) lorsque les particules sont entraînées par ruissellement jusqu'au cours d'eau.

Le flux de MES à chaque instant est la somme des flux de ces différentes origines. Il est déterminé à la fois par l'énergie hydraulique, fonction du débit, qui permet le transport des MES, et par la disponibilité des particules à être mobilisées. Pour chaque origine, le flux est le produit d'une fonction de transport liée au débit et d'une fonction de disponibilité ou de production des particules.

2.4.2 Représentation mathématique du modèle

La présentation générale du modèle est la suivante :

$$Q_s(t) = \sum_{i=1}^n a_i [Q(t) - Q_{ci}]^{b_i} \cdot \varphi_i(t) \quad (6.3)$$

Avec :

$$\varphi_i(t) = 1 - \exp \left[- \left(\frac{m_{oi} - m_i(t)}{m_{ci}} \right)^{\beta_i} \right] \quad (6.4)$$

Où : $Q_s(t)$ est le flux des MES à l'instant t , $Q(t)$ le débit. Q_{ci} est le débit seuil à partir duquel les particules de la source i commencent à être mobilisées. n est le nombre de sources, ici égal à 2, a_i et b_i sont des paramètres de calage. On retrouve ici pour chaque source la relation empirique classique aQ^b qui modélise le transport en suspension dans les cours d'eau.

$\varphi(t)$ est la fonction de disponibilité pour la première source de MES. Cette fonction exprime à l'instant t l'évolution du stock initial de sédiments qui diminue de façon exponentielle lorsque le ruisseau exporte des MES. Elle est comprise entre 0 et 1 ;

m_{0i} est la masse initiale de la source i , $m_i(t)$ la masse totale à l'instant t perdue par la source i depuis le début de la crue, β un paramètre empirique de déstockage (adimensionnel mais qui pourrait être lié à la forme du fond de rivière) et m_c la masse à partir de laquelle $\varphi(t)$ devient nul quand β est très grand (Fauchaux, 2008). Pour le fonctionnement du modèle, les deux conditions suivantes doivent être respectées :

$$Q(t) - Q_c > 0 \text{ et } m_o > m_c.$$

Pour la deuxième source de MES, la disponibilité est considérée comme jamais limitante, c'est-à-dire $\varphi(t)$ reste égale à 1.

Pour ce modèle, il y a 9 paramètres de calage : a_1 , b_1 , Q_{c1} , m_0 , m_c , β , a_2 , b_2 , Q_{c2} . Pour le calage, nous optimisons 8 des 9 paramètres de calage et nous laissons un degré de liberté sur le paramètre m_0 . Ce paramètre correspond à la masse initiale de la première origine des MES, c'est-à-dire le stock de sédiments du fond et des berges du cours d'eau, rapidement mobilisable.

La procédure de mise en œuvre sous Excel du modèle est précisée dans l'annexe A2

3. Résultats

3.1 Typologie de la relation $Q_s - Q$ des crues modélisées

Sur la vingtaine de crues modélisées, 2 crues celles du 1^{er} décembre 2007 et du 7 juillet 2008 présentent une relation entre le débit solide Q_s et le débit Q de type univoque (Tableau 6.1 et Figure 6.2).

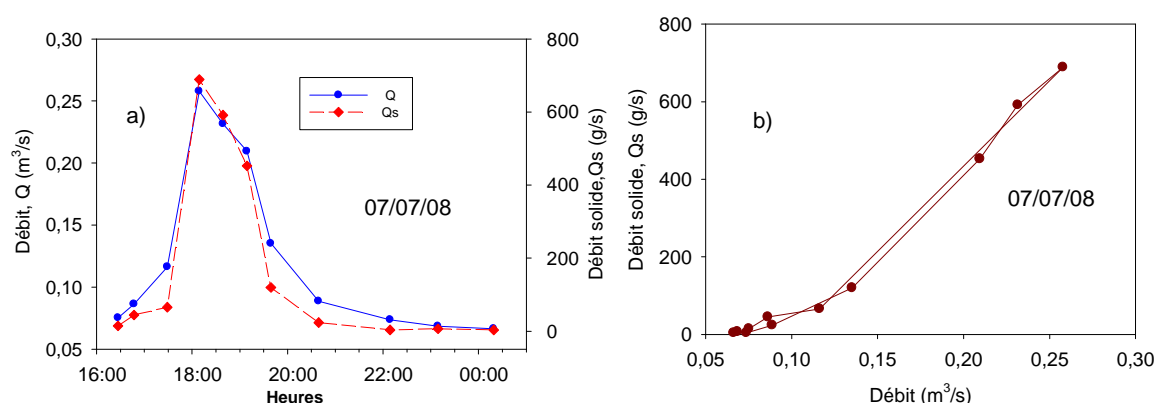


Figure 6.2 : Crue univoque : a) variation temporelle du débit d'eau et du débit solide ; b) relation Q_s - Q de la crue du 7/07/2008.

Pour toutes les autres crues cette relation décrit une hystérésis horaire (Tableau 6.1). 12 d'entre elles décrivent des hystérésis asymétriques (H_A) (Figure 6.3), 7 des hystérésis symétriques (H_s) (Figure 6.4).

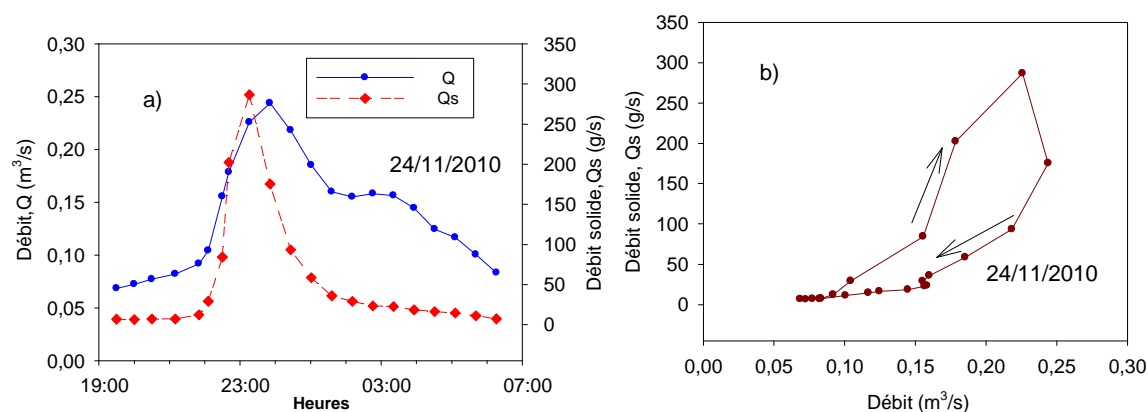


Figure 6.3 : Crue à hystérésis horaire asymétrique : a) variation temporelle du débit d'eau et du débit solide ; b) relation Q_s - Q de la crue du 24 /11/ 2010.

Tableau 6.1 : Gamme des débits et des concentrations en MES, et indices d'hystérésis des relations Q_s - Q pour les crues modélisées

Date de la crue	ΔQ l/s	ΔMES mg/l	Relation Q - Q_s	HI	Aire	IC
01/12/07	40-75	10-170	U		2	5,2
10/01/08	80-300	35-930	H_s	0,2	175	8,7
31/01/08	80-200	20-890	H_A	0,8	71	9,1
10/03/08	100-620	50-2725	H_A	1,6	6292	2,7
26/03/08	85-150	20-200	H_A	0,8	10	4,4
21/04/08	75-340	35-2610	H_A	1,4	1394	4,0
24/04/08	75-140	20-265	H_s	0,5	7	8,6
05/05/08	60-720	65-3020	H_A	3,6	10330	2,8
24/05/08	65-495	25-2320	H_A	2,8	2641	2,7
07/07/08	65-260	45-2675	U		151	24,6
30/10/08	65-145	110-820	H_A	3,0	44	3,2
2/12/08	55-165	85-435	H_s	0,4	33	6,1
18/01/09	65-175	90-1750	H_s	0,7	81	9,2
10/04/09	85-425	165-3420	H_A	3,7	3905	3,3
25/05/09	40-465	20-9140	H_A	3,0	6181	2,9
23/11/09	45-515	145-2755	H_A	1,0	3870	4,4
28/11/09	55-220	115-1310	H_s	0,6	112	10,6
09/12/09	75-255	30-445	H_A	0,4	91	4,4
25/02/10	75-195	30-930	H_s	2,2	87	5,3
24/11/10	80-250	85-1270	H_A	1,9	372	2,8
07/01/11	50-245	20-1850	H_s	2,2	541	3,0

* ΔQ : Gamme des débits; ΔMES : Gamme des concentrations en MES ; H_A : Hystérésis asymétrique ; H_s : Hystérésis symétrique; U: Relation univoque; HI: Indice d'hystérésis; IC: Indice de Crofton.

Les deux indices de forme HI et IC, présentés dans le tableau 6.1, sont corrélés négativement : l'indice de Crofton qui augmente pour les formes les plus allongées est corrélé

négativement avec l'indice d'hystérésis qui augmente avec les hystérésis les plus marquées (Figure 6.5).

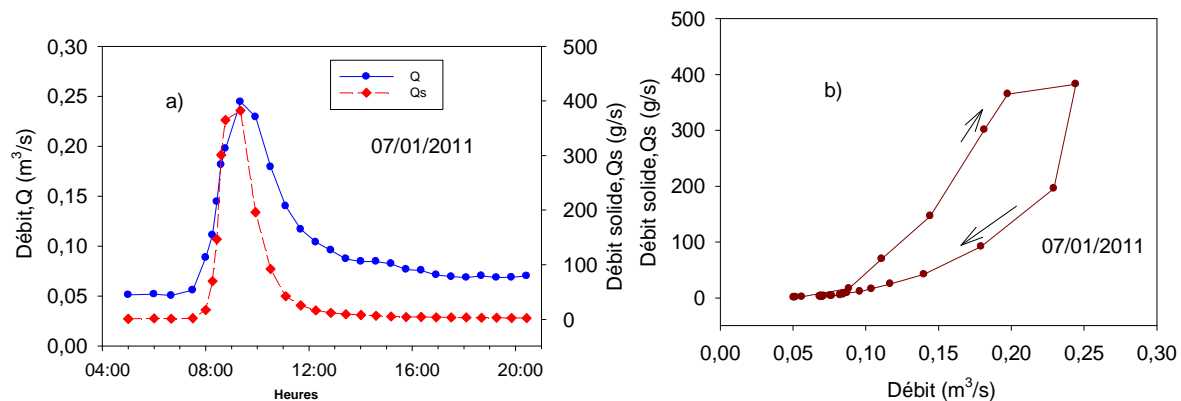


Figure 6.4 : Crue à hystérésis horaire symétrique : a) variation temporelle du débit d'eau et du débit solide ; b) relation Q_s - Q de la crue du 7 /01/ 2011.

Par contre l'aire mesurée n'est pas strictement reliée à la forme de l'hystérésis. Les aires les plus importantes correspondent à des HI élevés et IC faibles, donc à des hystérésis bien marquées, mais les aires les plus faibles correspondent à une large gamme de HI et de IC. L'aire est corrélée positivement au débit du pic de crue Q_{max} , ce qui signifie que les hystérésis les plus marquées sont associées aux fortes crues, mais que les crues de faible débit peuvent aussi présenter une hystérésis plus ou moins marquée. Il existe donc une certaine redondance entre ces trois indices mais qui n'est pas totale.

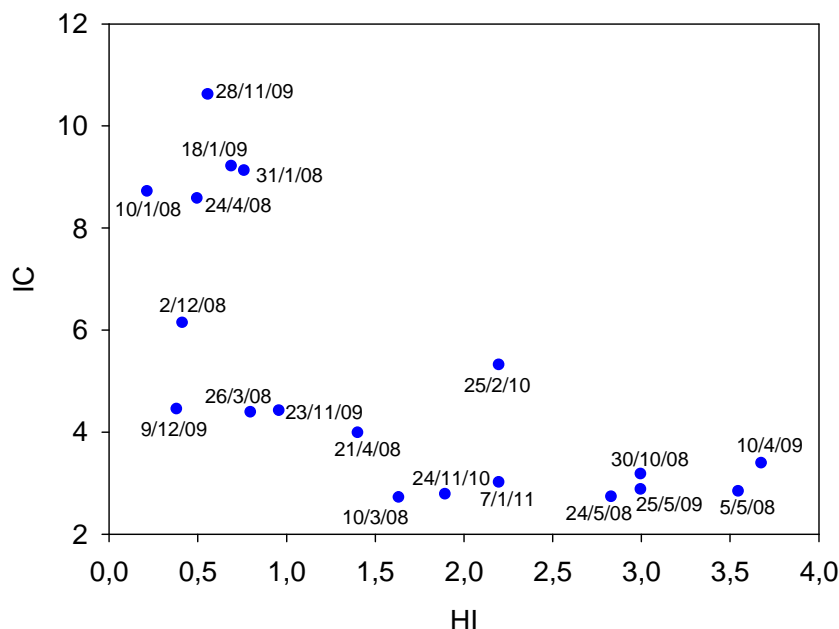


Figure 6.5 : Relation HI – IC des crues modélisées du Moulinet

3.2 Modélisation et origines des MES au cours des crues

Les résultats sont présentés en fonction des trois cas de figure considérés par le modèle : (1) les MES mobilisées sont toutes issues d'un stock non limitant de sédiments au fond du cours d'eau ; (2) les MES sont issues d'un stock qui diminue au cours de la crue ; (3) outre ce stock l'érosion des versants contribue à la production des MES.

3.2.1 Stock non limitant des sédiments au fond du cours d'eau

Pour les deux crues univoques du 1^{er} décembre 2007 et du 7 juillet 2008, le modèle parvient à simuler l'évolution du débit solide Q_s au cours de la crue avec l'hypothèse d'une seule source, correspondant à un stock non limitant de sédiments au fond du cours d'eau (Figure 6.6). La fonction de disponibilité $\varphi_I(t)$ est égale à 1 pour tout t . Le débit d'eau seuil Q_{cl} est égal 0 ce qui correspond à une absence de seuil d'énergie dans le processus de mise en suspension. Le critère de Nash, qui mesure l'efficacité du modèle à reproduire le flux solide, est respectivement de 0,97 et 0,99 pour les deux crues modélisées.

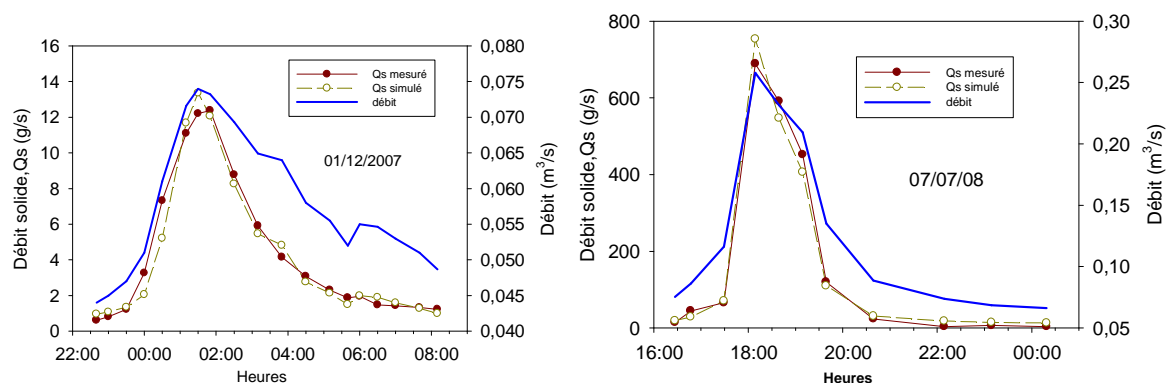


Figure 6.6 : Modélisation des crues du 1^{er} décembre 2007 et du 7 juillet 2008 avec l'hypothèse d'un stock non limitant de sédiments.

Tableau 6.2 : crues associées à un stock non limitant de sédiments

Date	ΔQ l/s	ΔMES mg/l	Q_s mesuré tonnes	m_0 tonnes	Q_{s1} simulé tonnes	Critère de Nash
1/12/2007	40-75	10-170	0,16	> 0,15	0,15	0,97
7/07/2008	65-260	45-2675	4,0	> 4,0	4,0	0,99

Ces deux crues sont très différentes l'une de l'autre (tableau 6.2). Celle du 1^{er} décembre 2007, en automne, est une crue de très faible débit (inférieur à 75 l/s), de courte durée (3h), et mobilise très peu de sédiments, avec un flux total de 0,16 tonnes. Celle du 7 juillet 2008 présente un pic de débit nettement plus élevé (260 l/s), une durée plus longue (11h), et mobilise un flux total de 4,0 tonnes. Le stock de sédiments n'est pas limitant dans ces deux cas, sans doute pour des raisons différentes. La première crue est trop petite pour le diminuer significativement. La deuxième crue qui se produit en été doit correspondre à un

stock initial très élevé. En effet elle se produit après quasiment 1 mois sans pluie, avec un débit d'étiage faible, à une saison où le bétail est présent dans les prairies ripariennes, s'abreuve dans le cours d'eau et dégrade les berges.

3.2.2 Stock limitant des sédiments au fond du cours d'eau

Pour 10 crues (Tableau 6.3), le modèle simule l'évolution temporelle de Q_s en supposant un stock de sédiments à disponibilité limitée au cours de la crue. La disponibilité $\phi_l(t)$ diminue progressivement au cours du temps. Quelques exemples de ces simulations sont représentés dans la figure 6.7, les autres dans l'annexe A2.

Nous remarquons que ces crues présentent un débit d'eau maximal au pic de crue entre 140 et 300 l/s (Tableau 6.3). Ce sont des crues d'intensité moyenne qui surviennent plutôt en fin d'automne et en hiver. La concentration maximale en MES est très variable, entre 200 et 1750 mg/l, comme le flux solide total variant entre 0,4 et 3,2 tonnes. La masse initiale de sédiments m_0 calculée par le modèle peut être beaucoup plus grande que le flux solide exporté et est aussi très variable, entre 0,8 et 16,5 tonnes.

Tableau 6.3 : Crues associées à un stock limitant de sédiments.

Date	ΔQ l/s	ΔMES mg/l	Vitesse de montée du débit l/s/mn	Vitesse de montée des [MES] mg/l/mn	Q_s mesuré tonnes	m_0 tonnes	Q_{s1} Cumulé tonnes	Critère de Nash
10/01/2008	80-300	35-930	0,5	1,4	3,17	4,11	3,16	0,98
31/01/2008	80-200	20-890	0,1	2,9	2,44	4,11	2,41	0,96
26/03/2008	85-150	20-200	0,4	1,0	0,38	0,8	0,38	0,99
24/04/2008	75-140	20-265	0,4	1,3	0,43	4,4	0,48	0,89
30/10/2008	65-145	110-820	0,3	2,2	1,30	1,99	1,27	0,96
02/12/2008	55-165	85-435	0,3	1,0	1,02	2,35	0,97	0,96
18/01/2009	65-175	90-1750	1,1	5,8	1,90	4,73	1,89	0,99
28/11/2009	55-220	115-1310	0,6	NA	2,25	16,54	2,34	0,93
09/12/2009	75-255	30-445	0,7	NA	1,79	4,29	1,82	0,99
25/02/2010	75-195	30-930	0,8	1,3	2,05	2,93	2,0	0,97

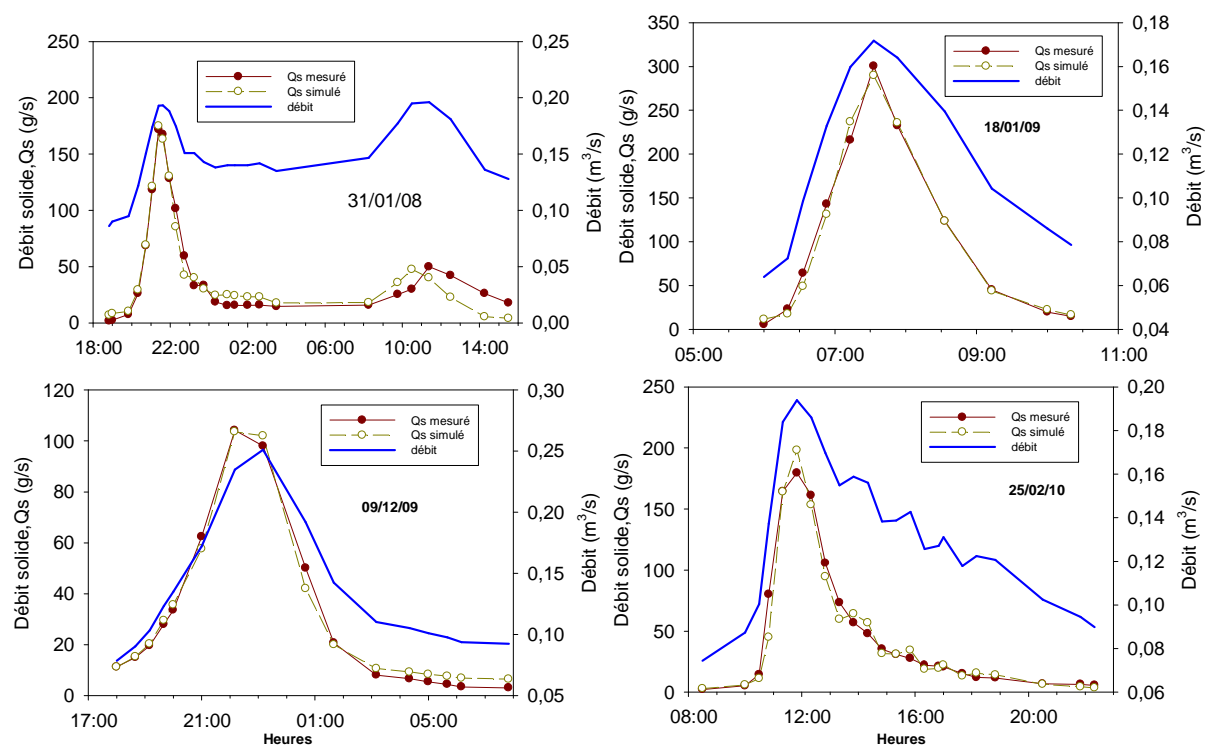


Figure 6.7 : Modélisation de crues avec une disponibilité limitée des sédiments.

Le stock de sédiments apparaît donc limitant pour des conditions moyennes de débit qui s'accompagnent d'exportations très variables de sédiments et correspondent à une masse initiale de sédiments également très variable, souvent beaucoup plus élevée que le flux exporté. Il est vraisemblable que d'autres facteurs que le débit jouent un rôle pour diminuer la disponibilité du stock de particules au cours de la crue, à savoir l'énergie hydraulique liée à la vitesse de montée du débit ou la nature du sédiment plus ou moins compacté ou piégé.

Ces crues sont associées à des relations $Q_s - Q$ décrivant des hystérésis horaires, ce qui est en accord avec l'interprétation classique associant ce type d'hystérésis à un stock de sédiments qui s'épuise au cours du temps (Williams, 1989 ; Picouet et *al.*, 2001 ; Lefrançois et *al.*, 2007). Les hystérésis sont symétriques pour 6 d'entre elles, asymétriques pour les 4 autres. Elles correspondent à une large gamme des indicateurs d'hystérésis.

3.2.3 Stock limitant des sédiments au fond du cours d'eau et érosion des versants

Pour 9 crues, le modèle doit faire intervenir une deuxième source de MES, l'érosion des versants, pour simuler correctement l'évolution du débit solide au cours de la crue.

Ces crues correspondent plutôt à un débit d'eau maximal élevé, entre 250 et 720 l/s (Tableau 6.4). Elles surviennent entre la fin de l'automne et le printemps. Les concentrations maximales en MES sont très élevées, atteignant plusieurs g/l, comme le flux solide total

mesuré, variant entre 2,2 et 18,4 tonnes. La masse initiale stockée au fond du cours d'eau est nettement plus proche du flux solide Q_{s1} que dans le cas de figure précédent. Le flux solide simulé, issu du stock de sédiments initial, Q_{s1} , est du même ordre de grandeur que le flux solide simulé issu de l'érosion des versants, Q_{s2} .

Tableau 6.4 : Crues associées à un stock limitant de sédiments et érosion des versants.

Date	ΔQ l/s	ΔMES mg/l	Vitesse de montée du débit l/s/mn	Vitesse de montée des [MES] mg/l/mn	Q_s mesuré tonnes	Stock		Erosion	Critère de Nash
						m_0 tonnes	Q_{s1} cumul tonnes	Q_{s2} cumul tonnes	
10/03/08	100-620	50-2725	2,8	7,1	12,7	5,05	4,42	7,86	0,98
21/04/08	75-340	35-2610	2,8	18,7	4,3	1,81	1,79	2,69	0,99
5/05/08	60-720	65-3020	5,6	53,2	18,4	6,34	6,32	13,45	0,96
24/05/08	65-495	25-2320	1,5	13,3	6,8	2,11	2,25	4,1	1,0
10/04/09	85-425	165-3420	3,2	19,2	8,6	7,65	7,39	1,45	0,98_
25/05/09	40-465	20-9140	5,5	85,2	9,2	5,19	5,06	4,21	0,97
23/11/09	45-515	145-2755	6,5	NA	6,5	1,25	1,25	5,31	0,99
24/11/10	80-250	85-1270	1,2	10,1	2,2	0,56	0,56	1,59	0,95
7/01/11	50-245	20-1850	1,6	19,2	2,8	1,45	1,16	1,74	1,0

* m_0 : masse initiale estimée stockée au fond du cours d'eau ; Q_{s1} , Q_{s2} : flux solide simulé issus au stock et à l'érosion des versants.

Ces crues qui mobilisent des particules issues de l'érosion des versants sont en majorité des grandes crues donc a priori associées à de fortes pluies. Entre la fin de l'automne et le printemps, la couverture végétale moins abondante et les sols plus humides favorisent le ruissellement et l'érosion des sols. Sur le bassin versant du Moulinet, les parcelles de blé sont semées à l'automne, celles de maïs au printemps, après un labour, ce qui est un autre facteur à risque d'érosion lors des fortes pluies.

Ces crues sont associées à des relations $Q_s - Q$ décrivant des hystérésis horaires, 8 sur 9 d'entre elles correspondant à une hystérésis asymétrique. Ces crues correspondent aux indicateurs d'hystérésis les plus élevés pour l'aire et HI, les plus faibles pour IC. Contrairement aux conclusions de la littérature, les relations d'hystérésis ne sont donc pas seulement expliquées par un stock limitant de sédiments mais peuvent s'accompagner d'autres sources, ici attribuées à de l'érosion des versants.

En effet dans notre étude toutes ces crues ont les plus forts débits de pointe mais aussi les plus fortes vitesses de montée du débit (Tableau 6.4). Le bassin versant du Moulinet étant un petit bassin versant, si les conditions de pluie, d'humidité des sols ou de couverture végétale sont favorables, le ruissellement se met en place très vite et se traduit par une vitesse de montée du débit plus forte qu'en cas de crue liée à la nappe.

La figure 6.8 montre quelques exemples des crues modélisées de ce type, les autres sont représentées dans l'annexe A2.

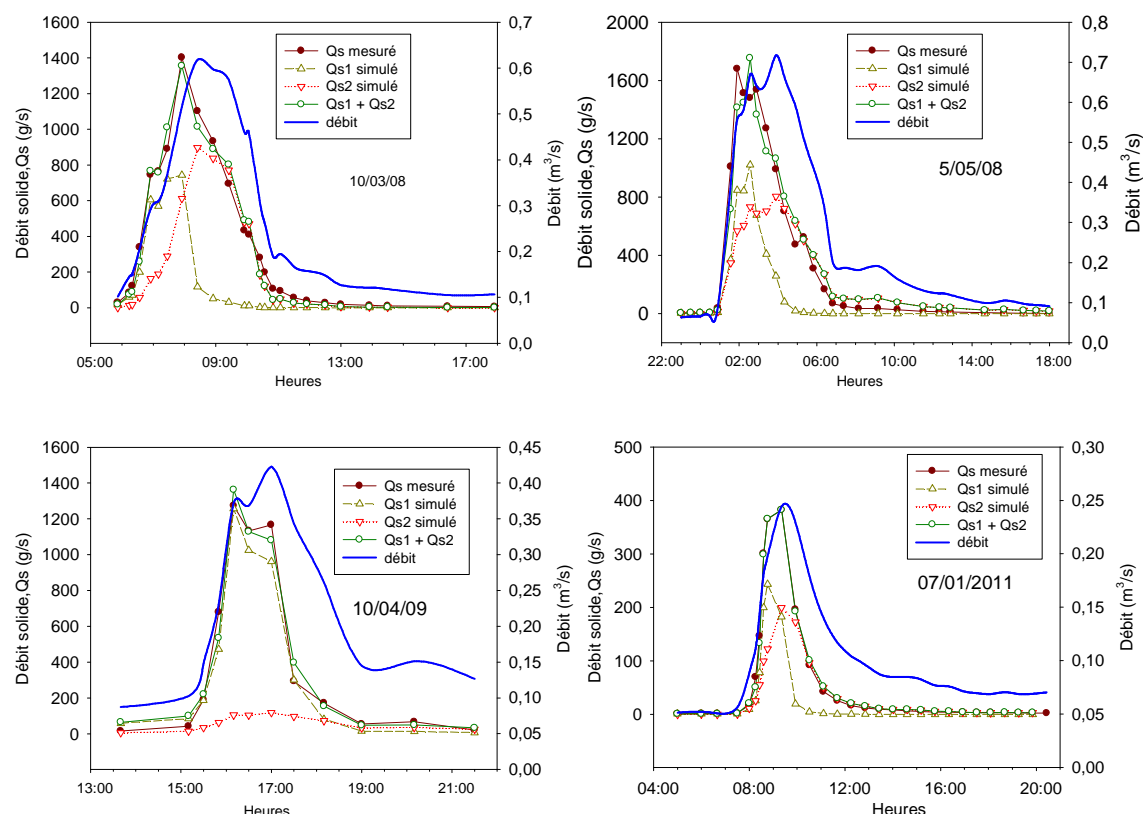


Figure 6.8 : Modélisation des crues avec une disponibilité limitée des sédiments et un apport lié à l'érosion des versants du Moulinet.

Dans ce cas, l'énergie hydraulique en montée de crue est alors aussi plus forte, ce qui explique que le stock de sédiments initial (m_0) soit exporté dans sa totalité. Accompagnant le ruissellement, l'érosion contribue au flux solide en montée de crue (Figure 6.8). Par contre, avec l'arrêt de la pluie le ruissellement s'arrête aussi rapidement sur ce bassin et la mobilisation des MES décroît fortement en décrue, ce qui limite le flux solide en décrue et accentue la relation d'hystérésis.

3.3 Estimation des paramètres issus du modèle

Pour toutes les crues modélisées, les valeurs numériques des paramètres du modèle utilisé sont déterminées lors du calage entre le débit solide, Q_s , mesuré et simulé pour chaque crue. Les résultats de l'estimation de ces paramètres sont résumés dans le tableau 6.5.

Nous constatons que les valeurs du coefficient a_1 varient très largement, de plusieurs ordres de grandeur, entre $4 \cdot 10^3$ à $2 \cdot 10^7$ avec une moyenne de $1 \cdot 10^6$ (écart-type $4 \cdot 10^6$). Elles sont beaucoup plus élevées que celles obtenues avec le même modèle par Fauchoux (2008) qui varient en général entre 150 et 300 pour des sous-bassins versants de la Vilaine. En

revanche les coefficients b_1 varient moins, entre 0,97 et 5,25, avec une moyenne de 3,25 (écart-type 1,00). Cette valeur est comparable avec celle publiée dans la littérature entre 2 et 3 (Klein, 1984 ; Fauchaux, 2008). De plus, ces coefficients, obtenus à l'échelle de la crue, sont nettement plus élevés que ceux obtenus par régression de l'ensemble des données journalières hors crue et en crue (Chapitre V), où a varie entre $0,8 \cdot 10^3$ et $13,7 \cdot 10^3$ tandis que le coefficient b varie entre 1,66 et 2,83. Ceci s'explique par les conditions plus érosives en crue qu'aux autres périodes.

Tableau 6.5 : Paramètres issus du modèle

Date de la crue	Type de source	a_1	b_1	a_2	b_2	Paramètres				
						m_0 t	m_c t	β	Q_{c1} l/s	Q_{c2} l/s
01/12/2007	1a	2,00E+07	5,25			-	-			
10/01/2008	1b	2,90E+04	3,26			4,11	4,11	1,0	0	
31/01/2008	1b	3,12E+05	4,18			4,14	4,14	3,0	0	
10/03/2008	1b+2	7,60E+04	3,45	2,8E+03	1,73	5,05	5,05	3,0	0	100
26/03/2008	1b	1,12E+05	4,02			0,80	0,67	3,0	0	
21/04/2008	1b+2	4,64E+04	3,32	2,1E+03	1,32	1,81	1,81	1,0	0	75
24/04/2008	1b	6,96E+04	3,63			4,40	4,40	3,0	0	
05/05/2008	1b+2	6,32E+03	2,57	1,4E+03	1,25	6,34	6,34	1,0	0	60
24/05/2008	1b+2	1,79E+05	4,11	6,5E+03	2,77	2,11	2,11	1,0	0	65
07/07/2008	1a	4,20E+04	2,95			-	-			
30/10/2008	1b	1,21E+05	3,11			1,99	1,99	3,0	0	
02/12/2008	1b	6,60E+04	3,21			2,35	2,35	3,0	0	
18/01/2009	1b	1,72E+05	3,32			4,73	4,73	1,0	0	
10/04/2009	1b+2	1,84E+04	2,15	2,7E+02	0,77	7,65	7,65	1,0	0	80
25/05/2009	1b+2	4,59E+03	0,97	1,8E+03	1,27	5,19	5,19	1,0	0	45
23/11/2009	1b+2	4,02E+03	1,60	2,7E+03	1,70	1,25	1,25	1,0	0	40
28/11/2009	1b	3,34E+04	2,75			16,54	16,54	3,0	0	
09/12/2009	1b	4,54E+03	2,17			4,29	4,29	2,0	0	
25/02/2010	1b	3,88E+05	4,46			2,93	1,72	1,0	0	
24/11/2010	1b+2	6,38E+04	3,52	1,6E+04	2,60	0,56	0,56	1,0	0	65
07/01/2011	1b+2	5,75E+05	4,34	3,7E+03	1,78	1,45	1,45	3,0	0	50

*1a : stock non limitant ; 1b : stock limitant ; 1b+2 : stock limitant plus érosion.

Les coefficients a_2 et b_2 varient moins. Selon Morgan (1995) lorsque le coefficient a_2 est grand, cela indique que les matériaux sont intensivement érodés et transportés par le ruissellement vers le cours d'eau. Les valeurs des coefficients a_2 et b_2 sont comprises respectivement entre $2,7 \cdot 10^2$ et $1,6 \cdot 10^4$, et 0,77 et 2,77.

Les résultats de la modélisation des crues prélevées donnent deux seuils de débits d'eau Q_{c1} et Q_{c2} du Moulinet. Pour toutes les crues Q_{c1} est égal à 0. Par contre le débit seuil Q_{c2} varie selon le niveau des crues entre 40 l/s et 100 l/s (Tableau 6.5).

Enfin la masse initiale de sédiments stockés dans le fond du cours d'eau avant la crue, estimée par le modèle, varie largement entre 0,6 et 16,5 tonnes selon les périodes (Tableau 6.5). En supposant une largeur moyenne du cours d'eau en amont de la station de 0,5 m, une longueur de 4,9 km, et une masse volumique des sédiments de 1800 kg/m^3 , ceci correspond à une épaisseur moyenne initiale de sédiments variant entre 0,1 et 3,7 mm, épaisseur plausible compte-tenu de nos observations sur le terrain. La gamme de variation du stock de sédiments initial correspond aussi au volume de sédiments estimé dans le chapitre III (§ 2.3.1) compris entre 1 et 15 m^3 .

4. Discussion et conclusion

Le modèle a été utilisé pour reproduire et quantifier deux origines principales de MES au cours des crues : un stock de sédiments stockés dans le cours d'eau avant la crue, dont la disponibilité diminue ou non au cours du temps, auquel s'ajoute l'érosion des versants. Ces deux origines s'accordent aux observations de terrain et aux connaissances déjà acquises sur le bassin versant du Moulinet (Lefrançois, 2007 ; Vongvixay *et al.*, 2010).

Le calage entre les débits solides mesuré et simulé est réalisé sur un grand nombre de paramètres. On aboutit alors à des modélisations assez précises puisque les critères de Nash sont très proches de 1.

Sur la population de crues modélisées, 2 sont associées à un stock de sédiments non limitant au cours de la crue, 10 à un stock dont la disponibilité diminue, 9 mobilisent des particules issues de l'érosion des versants. Ce nombre de crues est trop limité pour en tirer des conclusions définitives, cependant :

- le stock de sédiments n'est pas limitant, de manière attendue, soit pour des crues de faibles débit et durée, soit parce que le stock initial est très important ;
- le stock de sédiments devient limitant au cours de la crue pour des crues de débit et durée moyens. Dans ce cas il semble que la disponibilité est forte au début de la crue, avec une estimation de la masse initiale élevée, mais que cette disponibilité diminue rapidement ($Q_{s1} < m_0$) ;
- l'érosion des versants est observée pour des crues de forts débit maximum et vitesse de montée du débit, ce qui correspond vraisemblablement à du ruissellement qui intervient dès la montée de crue. Dans ce cas la quasi-totalité du stock de sédiments est exporté ($Q_{s1} \sim m_0$), sans doute à cause de la forte énergie hydraulique associée à ces conditions en montée de crue. Le cumul des deux origines de MES et la forte vitesse de montée du débit conduisent à des vitesses de montée du flux solide également importantes. Tout ceci explique que ces crues présentent les hystérésis les plus marquées.

Le premier cas de figure est observé ici en hiver (faible crue) ou en été (stock initial important). Le deuxième cas est observé en fin d'automne et en hiver. Les conditions

hydrologiques moyennes (débit maximal et vitesse de montée du débit) de ces crues correspondent plus à l'augmentation de la contribution de la nappe qu'à du ruissellement. Si la disponibilité des sédiments diminue rapidement au cours de la crue, c'est peut-être qu'à ces saisons, le débit de base élevé entre les crues mobilise en permanence les particules les plus disponibles dans le fond du cours d'eau. L'érosion des versants intervient pour d'autres crues entre la fin de l'automne et le printemps, lorsque les conditions sont réunies pour provoquer du ruissellement et l'érosion : fortes pluies, sols plus humides en automne et hiver, couverture végétale moins abondante en particulier au printemps après le labour et au début de la croissance du maïs.

Un autre résultat marquant est l'interprétation des relations entre le flux solide Q_s et le débit Q . En accord avec la littérature, le modèle représente une disponibilité limitante du stock de sédiments par une relation d'hystérésis horaire. Cependant nous montrons que ces hystérésis peuvent aussi se rencontrer pour un petit bassin versant, lorsque le ruissellement et l'érosion des sols des versants se mettent en place dès la montée de crue. Dans ce cas, d'une part la vitesse de montée du débit est forte, permettant une large mobilisation du stock des sédiments, d'autre part l'écart entre le flux solide en montée de crue et en décrue est important, conduisant à des hystérésis bien marquées.

Le modèle utilisé a permis d'estimer les paramètres a et b de la loi puissance entre le flux solide et le débit pour le ruisseau du Moulinet, non plus de manière globale pour toutes les conditions hydrologiques (chapitre V), mais au cours de différentes crues.

Si le paramètre a exprime la disponibilité des sédiments à être mobilisés (Morgan, 1995), les fortes valeurs obtenues pour le Moulinet par rapport à la littérature sont vraisemblablement dues au stock important de sédiments fins. La grande partie de ce stock produit par la dégradation des berges par le bétail. Ce stock s'accumule au bord ou dans le fond du cours d'eau du fait de sa faible capacité de transport hors crue. Le paramètre a est très variable au cours de l'année marquant une présence discontinue des bovins dans les prairies ripariennes.

Si le paramètre b exprime le pouvoir érosif du cours d'eau, celui du Moulinet ne se différencie pas particulièrement des autres cours d'eau de la littérature. Bien que ce soit un ruisseau de faible énergie hydraulique, la granulométrie très fine des sédiments intervient peut-être pour augmenter ce paramètre.

L'utilisation de ce modèle semble être suffisamment prometteuse pour envisager de l'appliquer à un plus grand nombre de crues, afin de confirmer les conclusions actuelles et de préciser les déterminants qui conduisent aux trois cas de figure modélisés. D'autres objectifs pourront être d'étudier l'évolution au cours de l'année hydrologique de certains paramètres très variables comme a , supposé représenter la disponibilité des particules (Morgan, 1995) ou m_0 , supposé représenter le stock initial de sédiments dans le fond du cours d'eau.

Références

- Aksoy H, Kavvas M L, 2005. A review of hillslope and watershed scale erosion and sediment transport models. *Catena* , 64, 247-271.
- Asselman N E M, 2000. Fitting and interpretation of sediment rating curves. *Journal of Hydrology*, 234, 228-248.
- Becel D, 2004. Modélisation numérique de l'érosion et de la sédimentation le long de la rivière Picomayo (Bolivie) : un exemple de l'évolution d'une rivière dans contexte tectoniquement actif sur l'effet des fluctuations climatiques quaternaires. Thèse Université Joseph Fourier Grenoble 1, 275 p.
- Berterreche L, Champredonde R, 2008. Etude de la génération des crues rapides par la confrontation de deux logiciels. Rapport stage Hydrologie générale – Bassins versants, ENSEEIHT – INP Toulouse, 18 p.
- Brakebill J W, Ator S W, and Schwarz, 2010. Sources of suspended sediment flux in streams of the Chesapeake Bay watershed: A regional application of the SPARROW model. *Journal of American Water Ressources Association*, 46 (4), 14 p.
- Bull L J, 1997. Magnitude and variation in the contribution of bank erosion to the suspended sediment load of the River Severn, UK. *Earth Surface Processes and Landforms*, 22(12), 1109-1123.
- Cerdan O, Souchère V, Lecomte V, Couturier A, Le Bissonnais Y, 2001. Incorporating soil surface crusting processes in an expert-based runoff model: Sealing and Transfer by Runoff and Erosion related to Agricultura Management. *Catena*, 46, 189-205.
- Dumas X, 2009. Approche spatio-temporelle de l'impact des activités agricoles et des éléments paysagers sur le risque de transfert de MES vers les eaux de surface, à l'échelle de petits bassins versants normands. Mémoire pour l'obtention du titre d'ingénieur de l'ENITA de Bordeaux, 89 p.
- Englünd F and Hansen E, 1967. A monograph on sediment transport in alluvial streams.
- Faucheux M, 2008. Modélisation conceptuelle de la dynamique des sédiments en suspension au cours d'une crue. Mémoire de Master 2 Bassins versants - Eau – Sols. Université de Rennes1, 20p.
- Francke T, Lopez-Tarazon J A and Schröder B, 2008. Estimation of suspended sediment concentration and yield using linear models, random forests and quantile regression forests. *Hydrological Processes*, 22, 4892-9404.
- Kinnell P I A, 2010. Event soil loss, runoff and the Universal Soil Loss Equation family of models: A review. *Journal of Hydrology*, 385, 384-397.

- Klein M, 1984. Anticlockwise hysteresis on suspended sediment concentration during individual storms: Holbeck catchment, Yorkshire, England. *Catena*, 11, 251-257.
- Lagoke R J, 1981. Modeling of the suspended sediment load in some areas undergoing development in west Quebec. Thesis of Department of Civil Engineering. Faculty of Science and Engineering. University of Ottawa. Canada. 116 p.
- Laguionie P, 2007. Mesures in situ et modélisation du transport des sédiments en rivière. Thèse de l'Université de Rennes 1, 331 p.
- Langevin C, Minoux L, L'Homer A, Lautridou J P, Dassibat C, Verron G, 1984. Carte géologique d'Avranches à 1/50 000 et notice explicative. Editions du BRGM.
- Lawler D M, Petts D E, Foster I D L, Harper S, 2006. Turbidity dynamics and hysteresis pattern during spring storm events in an urban headwater river system, the Upper tame, West midlands. *Science of the Total Environment*, 360, 109-126.
- Lefrançois J, 2007. Dynamique et origines des matières en suspension sur petits bassins versants agricoles sur schiste. Thèse de l'Université de Rennes 1, 260 p.
- Merritt W S, Letcher R A, Jakeman A J, 2003. A review of erosion and sediment transport models. *Environmental Modelling & Software*, 18, 761-799.
- Meybeck and Moatar F, 2011. Daily variability of river concentrations and fluxes: indicators based on the segmentation of the rating curve. *Hydrological Processes*, 22 p.
- Morehead M D, Syvitski J P, Hutton E W H, Peckham S D, 2003. Modeling the temporal variability in the flux of sediment from ungauged river basins. *Global and Planetary change*, 39, 95-110.
- Morgan R P C, 1995. *Soil erosion and conservation*; 2nd. Ed. Longman, London, 227 p.
- Periago E L, Soto B, 2004. Modeling wash load transport of soil in a headwater catchment cultivated by non-tillage methods. *Journal of Hydrology*, 287, 19-33.
- Picouet C, Hingray B, Olivry J C, 2001. Empirical and conceptual modeling of the suspended sediment dynamics in large tropical African river: the Upper Niger River basin. *Journal of Hydrology*, 250, 19-39.
- Singh M, Singh I B, Müller G, 2007. Sediment characteristics and transportation dynamics of the Ganga River. *Geomorphology*, 86, 144-175.
- Van Rijn L C, 1984. Sediment transport part II: suspended load transport. *Journal of Hydraulic Engineering, ASCE*, 110/11, 1613-1641.

Van Sickle J, Beschta R L, 1983. Supply-based models of suspended sediment transport in streams. *Water Resources Research*, 19, 768-778.

Vongvixay A, Grimaldi C, Gascuel-Oudou C, Laguionie P, Fauchaux M, Gilliet N, Mayet M, 2010. Analysis of suspended sediment concentration and discharge relations to identify particle origins in small agricultural watersheds. *Proceeding of the ICCE symposium on Sediment Dynamics for a Changing Future*, Warsaw, Poland. IAHS Publ, 337, 8 p.

Williams G P, 1989. Sediment concentration versus water discharge during simple hydrologic events in river. *Journal of Hydrology*, 111, 89-106.

Wolman M G, Gerson R, 1996. Relative scales of time and effectiveness of climate in watershed geomorphology. *Earth Surface Processes and Landforms*, 3(2), 189-208.

Yang G L, 1989. Modèle de transport complet en rivière avec granulométrie étendue. Institut National Polytechnique de Grenoble, 12 p.

Chapitre VII

ANALYSE STATISTIQUE DE LA VARIABILITE TEMPORELLE DES CRUES SUR LE MOULINET

Relations entre pluie, débit et matières en suspension

1. Introduction

La majorité des flux de matières en suspension (MES) dans les bassins versants est exportée lors des crues. D'une part, ces crues montrent une forte variabilité au cours de l'année hydrologique, tant en débit qu'en concentration des MES. On observe, d'autre part, en outre une forte variabilité des relations entre pluie, débit et [MES]. Il est donc difficile en général d'expliquer ou de prédire comment les pluies génèrent les débits et les flux solides. Cette variabilité est liée à la complexité de la réponse hydrologique d'un bassin versant à la pluie et aux variations d'origine et de disponibilité des MES au cours du temps (Walling, 1983, Morehead *et al.*, 2003).

Les origines des MES sont multiples : érosion des berges et du chenal, remise en suspension des sédiments du fond du cours d'eau, érosion de la surface du sol sur les versants... Elles varient en fonction des saisons, selon l'état de la couverture végétale, les pratiques et les rotations agricoles. Elles varient d'une crue à l'autre selon les conditions climatiques (durée et intensité des pluies) susceptibles de provoquer du ruissellement et de l'érosion, ou par leurs conséquences sur le débit et l'énergie hydraulique. De nombreux auteurs insistent sur l'influence des conditions précédant la crue, en particulier l'état d'humidité des sols (Sichingabula, 1998 ; Seeger *et al.*, 2004).

On observe aussi au cours même de la crue, la variabilité de la relation entre les concentrations des MES et les débits est aussi observée au cours même de la crue. Différents patterns de cette relation ont été identifiés et interprétés dans la littérature. Williams (1989) a proposé une typologie des crues selon l'allure de la relation : univoque, à hystérésis horaire, à hystérésis anti-horaire, complexe, etc. Les relations univoques sont interprétées comme le résultat d'une source illimitée de sédiments pendant toute la crue (Jansson, 2002; Hudson, 2003; Lefrançois *et al.*, 2007). Les hystérésis horaires sont généralement dues à la remise en suspension de particules dont la disponibilité s'épuise au cours de la crue (Picouet *et al.*, 2001) ou se dilue aux plus forts débits (Jansson, 2002; Lenzi et Marchi, 2000). Les particules mises en suspension proviennent des zones proches du corridor et du stock de sédiments présent dans le fond du cours d'eau (Orwin et Smart, 2004; Jansson, 2002). Les crues à hystérésis anti-horaire mobilisent des sources lointaines de sédiments, largement en amont de l'exutoire (Klein, 1984; Orwin et Smart, 2004). Les relations complexes impliquent l'intervention de plusieurs sources à différents moments de la crue. Pour confirmer ces

interprétations, quelques auteurs ont utilisé des analyses statistiques pour relier cette typologie à des déterminants climatiques ou hydrologiques, ou à des origines différentes des MES (Sichingabula, 1998 ; Seeger *et al.*, 2004 ; Lana-Renault *et al.*, 2006).

Les analyses statistiques sont une méthode parmi d'autres pour explorer les facteurs contrôlant la variabilité des crues. Le traçage des particules ou « fingerprinting » permet de quantifier la proportion des différentes sources de MES au cours des crues et donc de suivre leur disponibilité au cours du temps (Walling *et al.*, 1999 ; Owens *et al.*, 2000 ; Lefrançois *et al.*, 2007; Devereux *et al.*, 2010 ; Martinez-Carreras *et al.*., 2010). Les modèles représentant les processus de production et de transport des MES sont très variés et souvent complexes à cause des nombreux paramètres à renseigner. Lorsqu'ils s'appliquent à l'échelle du bassin versant (Merritt *et al.*, 2003). Les analyses statistiques correspondent à une approche empirique, plus simple, devant permettre de hiérarchiser l'influence des facteurs à modéliser. Elles peuvent être alimentées par des jeux de nombreuses données, issues des enregistrements à haute fréquence temporelle. Elles comprennent des recherches de corrélation bivariées, des régressions linéaires multiples (Lana-Renault *et al.*, 2006; Estrany *et al.*, 2009; Lopez-Tarazon *et al.*, 2010; Rodriguez-Blanco *et al.*, 2010) ou des analyses multifactorielles (Seeger *et al.*, 2004; Lefrançois, 2007). Nous avons choisi l'Analyse en Composantes Principales (ACP) qui est encore peu utilisée dans cette littérature pour décrire la variabilité des crues, en rechercher les facteurs de contrôle et répondre à des questions comme : y a-t-il des types de crues différents selon les saisons ? Dans quelles conditions de pluviosité les crues exportent-elles le plus de MES ? Les risques d'érosion sont-ils les mêmes en hiver et en été ? Les crues exportent-elles plus de MES après une longue période sans crue ou le contraire ?

Le but de ce chapitre est de décrire la variabilité des crues par une analyse statistique pour mieux comprendre la dynamique temporelle (saison, chronologie des événements) et identifier des déterminants climatiques ou hydrologiques des flux de matières en suspension. L'étude est faite dans un petit bassin versant agricole en région d'élevage, soumis à une forte pression du bétail, qui dégrade les berges causant la production des sédiments transportés vers le cours d'eau (Lefrançois *et al.*, 2007).

2. Matériel et méthode

2.1 Site d'étude

Le ruisseau du Moulinet est localisé dans la Manche (50) ; c'est un cours d'eau de second ordre (Strahler, 1952). Il est un affluent de l'Oir, lui-même affluent de la Sélune qui se jette dans la baie de Mont St Michel. Ce cours d'eau draine un bassin versant de 4,5 km² et sa longueur est de 4,9 km avec une pente moyenne de 1,8%. Le Moulinet s'écoule du sud au nord. L'écoulement dans ce cours d'eau est plutôt du type permanent et fluvial.

Dans le bassin versant du Moulinet, la roche-mère est constituée de schistes briovériens précambriens, surmontés de placages limoneux d'origine éolienne (loess weichséliens) dépassant souvent 1 m d'épaisseur (Langevin *et al.*, 1984). Les sols sont surtout limoneux, ce qui les prédispose à la formation de croûtes de battance.

Le Moulinet dissèque un plateau aux pentes douces, d'une altitude moyenne de 100 mètres environ. Une nappe de subsurface se développe dans l'altérite de schiste, elle est superficielle dans les bas de versant (Paulais, 2003). Sa charge hydraulique mesurée à proximité du cours d'eau augmente très rapidement lors des pluies avec pour conséquence une forte réactivité événementielle du débit du Moulinet (Grimaldi *et al.*, 2004).

L'activité agricole sur le bassin du Moulinet est principalement orientée vers l'élevage laitier intensif avec un peu de cultures céréalières d'hiver. Sur le bassin versant du Moulinet, en 2008 plus de 55 % de la surface agricole utile (SAU) est en prairies (permanentes ou temporaires), 37,4 % est cultivé en maïs et le reste de la SAU est occupé par des céréales d'hiver et du blé. Les prairies sont surtout distribuées le long du cours d'eau. Elles sont pâturées par le bétail une grande partie de l'année.

Ces parcelles sont souvent entourées de haies. En 2000, la densité moyenne de haies sur le bassin du Moulinet était de 47 m par hectare (Lefrançois, 2007). Ces haies sont souvent installées sur des talus, constituant des barrières au ruissellement et à l'érosion. Doray (2008) a montré que seulement 5% de la surface totale du bassin versant représentait des surfaces à risque d'émission de MES, sous forme de parcelles cultivées en céréales et connectées au cours d'eau. D'après Macary & Paulais (2003), certaines pratiques culturales peuvent favoriser l'érosion sur ces parcelles : la mise à nu du sol durant la phase hivernale pour les parcelles de maïs, la compaction du sol et la formation d'ornières par les engins agricoles, le travail du sol dans le sens de la pente. Sur ce bassin Lefrançois *et al.*, (2007) ont montré que le risque principal provient des berges dégradées par le bétail qui vient s'abreuver dans le cours d'eau.

Le climat est tempéré océanique. La pluie moyenne annuelle est de 906 mm (moyenne de 1968 à 2010, données Météo-France, St Hilaire du Harcouet située à 6 km environ du site d'étude). Les températures sont douces en hiver et peu élevées en été, avec une moyenne annuelle de 11°C.

2.2 Méthodologie

Les données des débits et des matières en suspension utilisées dans cette étude ont été collectées entre octobre 2005 et septembre 2008 par un débitmètre et un turbidimètre, installés à la station de mesure du Moulinet.

Les hauteurs d'eau et les vitesses sont mesurées à l'aide d'un capteur de pression et par effet Doppler. Puis le débit d'eau est calculé par le principe de l'écoulement à travers le flume d'une section trapézoïdale et par combinaison des données de hauteur et de vitesse.

La turbidité de l'eau est mesurée par un turbidimètre (APC-TU, Ponsel), les mesures de turbidité étant transformées en concentrations de matières en suspension à l'aide d'une relation d'étalonnage

La turbidité, les hauteurs d'eau et les vitesses sont mesurées avec une fréquence de 10 minutes.

Les pluviométries sont issues de la station Météo-France de St Hilaire du Harcouët, à environ 6 km du Moulinet, elles sont fournies au pas de temps de 10 minutes.

Nous nous intéressons dans ce chapitre aux événements de crue survenus entre octobre 2005 et septembre 2008. Hydrologiquement, le terme de crue fait référence à un événement complet qui comprend la montée de crue et la décrue. Dans notre contexte, nous avons considéré le critère suivant : une crue commence lors d'une augmentation de débit supérieure à 3 l/s entre deux mesures (en 10 mn). Quand plusieurs crues se suivent, c'est-à-dire quand une autre crue débute lorsque la première crue n'est pas encore terminée, ces crues sont considérées séparément. Les crues ainsi identifiées ont été caractérisées par différentes variables, présentées ci-dessous :

- Variables liées à la pluie pendant et avant l'événement : l'augmentation maximale de la pluie entre deux mesures ($dP_{max10mn}$, mm), la pluie cumulée pendant 6 heures avant le début de la crue ($P-6h$, mm), la pluie cumulée pendant 6 heures avant le début de la crue et pendant la montée de crue ($P-6hetmont$, mm), la pluie cumulée 24h, 3 jours, 7 jours avant la crue ($P-24h$, $P-3d$, $P-7d$, mm).
- Variables liées au débit pendant et avant l'événement : le débit maximal pendant la crue (Q_{max} , l/s), la vitesse moyenne d'augmentation du débit pendant la montée de crue (V_{montQ} , l/s/mn), le flux d'eau en montée (W_{mont} , m³), l'augmentation maximale du débit entre deux mesures ($dQ_{max10mn}$, l/s), le débit juste avant le début de la crue (Q_0 , l/s), le débit moyen pendant 6 h, 24 h, 3 jours, 7 jours avant le début de la crue ($Q-6h$, $Q-24h$, $Q-3d$, $Q-7d$, l/s).
- Variables liées aux matières en suspension : la concentration des MES maximale pendant la crue (SSC_{max} , mg/l), la vitesse moyenne d'augmentation des concentrations des MES pendant la montée de crue ($V_{moymont}$, mg/l/mn), le flux des MES cumulé pendant toute la montée de crue (Q_{smont} , kg), la concentration des MES moyenne pendant la montée de crue (SSC_{moy} , kg/m³), l'augmentation maximale de la concentration des MES entre deux mesures ($SSC_{max10mn}$, mg/l), la concentration des MES juste avant le début de la crue (SSC_0 , mg/l).
- Deux variables liées au temps : le temps de montée du débit de l'événement (T_{montQ} , mn), le temps de décrue et hors crue écoulé depuis le pic de la crue précédente jusqu'au début de la crue considérée ($T_{decruetHC}$, mn).
- Deux variables illustratives : la saison : automne (A), hiver (H), printemps (P) et été (E), et la typologie de la relation Q_s-Q au cours de la crue : univoque (U), hystérésis (H), complexe (C).

Les variables qui caractérisent les crues ne prennent en compte que la montée de crue, le début et le pic étant plus facilement identifiables que la fin de la crue.

Nous avons tout d'abord effectué une statistique descriptive de toutes ces variables pour les crues identifiées, à l'aide du logiciel Sigmapstat. Des Analyses en Composantes Principales (ACP) ont été ensuite réalisées en utilisant le logiciel R et divers packages Rcmdr, FactoMineR, dynGraph. Cette statistique multivariée a été complétée par des statistiques

monovariées en utilisant des représentations en boîtes à moustaches (ou box plots) ou des tests de comparaisons (Mann-Witney rank sum test, Kruskal-Wallis) avec le logiciel Sigmastat.

L'objectif d'une ACP est de résumer un tableau de données d'individus et de variables. L'ACP permet d'étudier les ressemblances ou dissemblances, entre les variables, les individus et leurs contributions à la différenciation des sujets du point de vue de l'ensemble des variables. Elle permet aussi de dégager des profils d'individus, et de réaliser un bilan des liaisons/oppositions linéaires entre variables à partir des coefficients de corrélations.

Description des variables utilisées

- 1- $dP_{max10\ mn}$: augmentation maximale de la pluie entre deux mesures (intensité maximale de la pluie) (mm)
- 2- P_{-6h} : pluie cumulée pendant 6 h avant le début de la crue (mm)
- 3- $P_{-6hetmont}$: pluie cumulée pendant 6 h avant le début de la crue et pendant la montée de crue (mm)
- 4- P_{-24h} : pluie cumulée pendant 24 h avant le début de la crue (mm)
- 5- P_{-3d} : pluie cumulée pendant 3 jours avant le début de la crue (mm)
- 6- P_{-7d} : pluie cumulée pendant 7 jours avant le début de la crue (mm)
- 7- Q_0 : débit juste avant le début de la crue (l/s)
- 8- Q_{-6h} : débit moyen pendant 6 h avant le début de la crue (l/s)
- 9- Q_{-24h} : débit moyen pendant 24 h avant le début de la crue (l/s)
- 10- Q_{-3d} : débit moyen pendant 3 jours avant le début de la crue (l/s)
- 11- Q_{-7d} : débit moyen pendant 7 jours avant le début de la crue (l/s)
- 12- Q_{max} : débit maximal pendant la crue (débit au pic de crue) (l/s)
- 13- $dQ_{max10\ mn}$: augmentation maximale du débit entre deux mesures (l/s)
- 14- T_{montQ} : temps de montée du débit (mn)
- 15- $V_{montQ} = (Q_{max} - Q_0)/\text{temps de montée}$: vitesse moyenne d'augmentation du débit pendant la montée de crue (l/s/mn)
- 16- W_{mont} : flux d'eau cumulé pendant la montée de crue (m³)
- 17- SCC_0 : concentration de MES juste avant le début de la crue (mg/l)
- 18- SSC_{max} : concentration de MES maximale pendant la crue (mg/l)
- 19- $SSC_{max10\ mn}$: augmentation maximale de la concentration de MES entre deux mesures (mg/l)
- 20- $V_{moymont} = (SSC_{max} - SCC_0)/\text{temps de montée}$: vitesse moyenne d'augmentation des concentrations de MES pendant la montée de crue (mg/l/mn)
- 21- $SSC_{moy} = Q_{smont} / W_{mont}$: concentration de MES moyenne pendant la montée de crue
- 22- Q_{smont} : flux de MES cumulé pendant toute la montée de crue (kg)
- 23- $T_{decruHC}$: temps entre le pic de débit de la crue précédente et le début de la crue considérée (mn)
- 24- A: automne, H: hiver, P: printemps, E: été.
- 25- U: univoque, H: hystérésis, C: complexe.

3. Résultats

3.1 Statistique descriptive des variables caractérisant les crues

Entre octobre 2005 et septembre 2008, 142 crues ont été caractérisées pour cette étude. Un exemple de la variabilité temporelle du débit, de la pluie et des concentrations en MES de ces crues est présenté dans les figures 7.1 et 7.2.

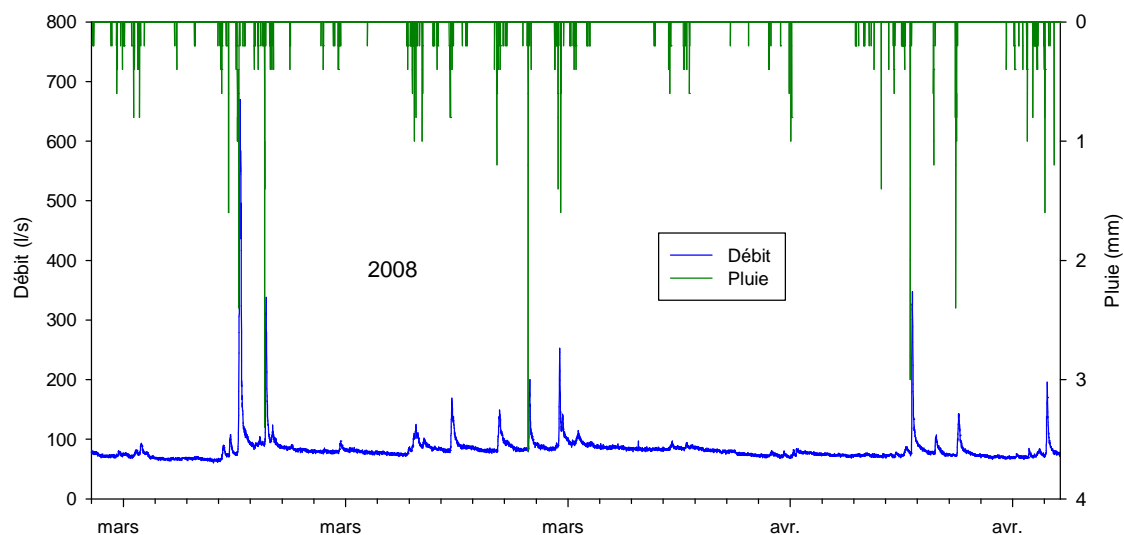


Figure 7.1 : Variabilité temporelle du débit et de la pluie en mars et avril 2008

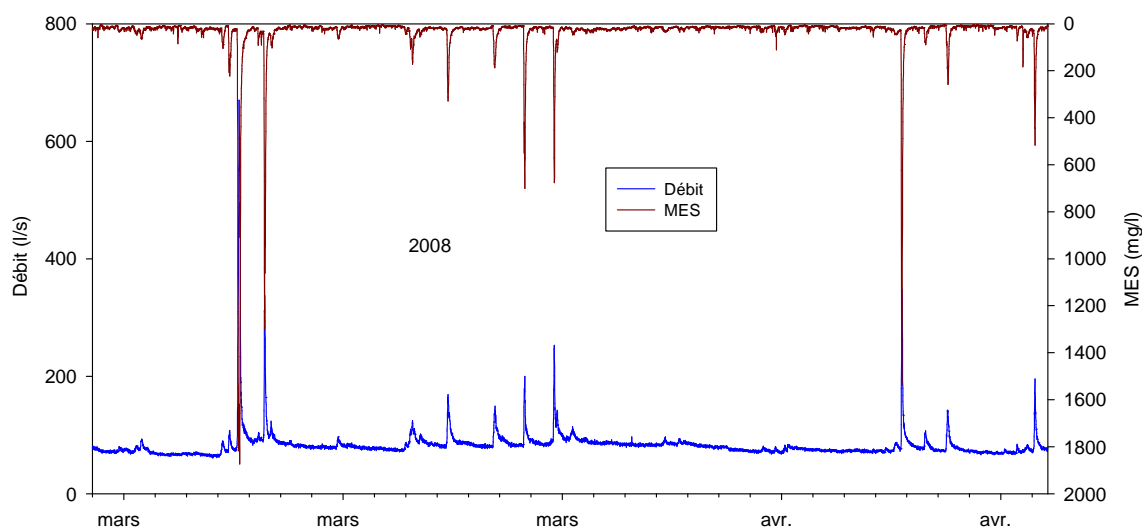


Figure 7.2 : Variabilité temporelle du débit et des concentrations de MES en mars et avril 2008

Tableau 7.1 : Statistiques descriptives des variables caractérisant les 142 crues survenues entre octobre 2005 et septembre 2008.

Variables	Unité	Manquant	Maximum	Minimum	Moyenne	Ecart-type	Médiane	25%	75%	Asymétrie
dPmax10mn	mm	41	12,4	0,1	1,8	1,8	1,2	0,6	2,6	2,72
P-6hetmont	mm	41	38,5	0,7	9,0	7,1	6,8	4,3	10,7	1,79
P-6h	mm	41	29,0	0,1	6,4	5,7	4,8	3,0	7,4	2,13
P-24h	mm	41	46,9	0,4	10,0	7,8	7,8	5,0	11,7	2,09
P-3d	mm	41	66,8	0,8	17,7	12,8	14,8	9,0	21,8	1,7
P-7d	mm	41	91,0	4,4	27,8	19,9	22,2	15,7	33,4	1,55
Qmax	l/s	0	2211,0	31	282,9	310,4	178	136,0	314,0	4,06
dQmax10mn	l/s	0	566,0	4	50,5	72,6	23,5	16,0	59,0	4,23
VmontQ	l/s/mn	0	17,7	0,1	1,4	2,3	0,7	0,3	1,5	4,32
Wmont	m ³	0	10493,0	84	1658,1	1932,8	964,1	597,0	1903,5	2,54
Q0	l/s	0	362,0	14	78,3	35,2	79	60,0	92,0	3,61
Q-6h	l/s	0	331,0	14	78,2	42,6	74,5	57,0	89,0	3,04
Q-24h	l/s	0	367,0	14	81,9	46,0	76	57,0	95,0	2,99
Q-3d	l/s	0	182,0	14	76,3	30,9	73	57,0	93,0	0,47
Q-7d	l/s	0	158,0	13	71,8	27,3	74	55,0	88,0	0,24
SSCmax	mg/l	14	4476,0	77	1305,8	1303,9	870,5	364,0	1573,5	1,35
SSCmax10mn	mg/l	14	3857,0	14	620,7	909,6	210	88,0	693,0	2,02
Vmoymont	mg/l/mn	14	437,7	0,1	18,1	43,2	5,1	1,6	16,6	7,54
Qsmont	kg	14	35332,0	9,6	1316,6	3670,1	390,5	168,5	1108,0	7,12
SSCmoy	mg/l	14	4,5	0,1	0,8	0,9	0,4	0,2	0,9	2,11
SSC0	mg/l	14	684,0	2	94,5	113,6	60	26,0	119,0	3,04
TdecrueHC	mn	1	65590,0	50	9288,2	13003,6	3120	1240,0	11070,0	2,15
TmontQ	mn	0	1440,0	30	208,3	198,7	160	100,0	240,0	3,64

3.1.1 Variables liées à la pluie

Si l'on considère la variable P-6h comme la pluie déclenchant la crue, il apparaît que les crues sont souvent déclenchées par des pluies très faibles : 75% d'entre elles sont déclenchées par P-6h inférieure à 7,4 mm, avec une médiane autour de 5 mm (Tableau 7.1). Les coefficients d'asymétrie mettent en évidence que les distributions de toutes les variables liées à la pluie ne sont pas normales et sont plus étalées vers les fortes valeurs. Les pluies associées aux crues sont surtout des petites pluies en intensité (dPmax10mn) et en quantité (P-6hetmont) (Figure 7.3). La pluie cumulée pendant 7 jours avant le début de la crue (P-7d) montre aussi la prédominance des faibles cumuls, avec néanmoins une part non négligeable de cumuls plus importants correspondant à des périodes très pluvieuses. De façon générale, l'asymétrie diminue lorsque la période de cumul de pluie augmente.

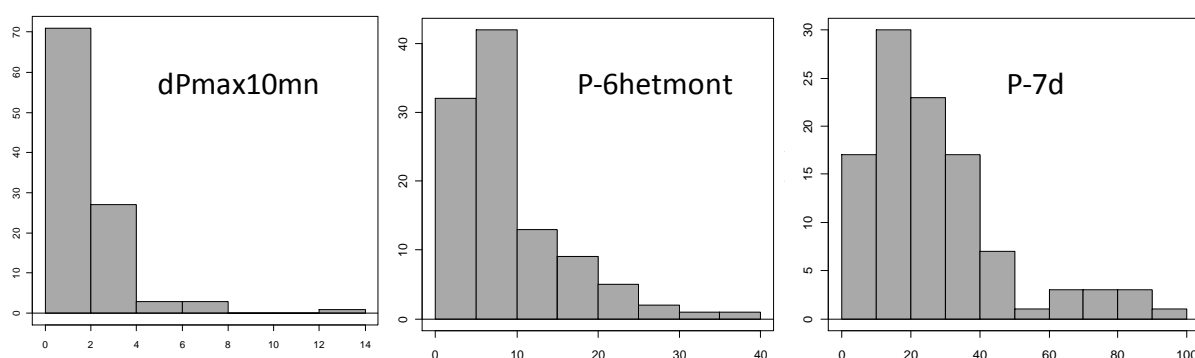


Figure 7.3 : Fréquence de l'augmentation maximale entre deux mesures (dPmax10mn), de la pluie cumulée pendant 6 heures avant le début et pendant la montée de crue (P-6hetmont) et de la pluie cumulée pendant 7 jours avant le début de la crue (P-7d).

Toutes les variables liées à la pluie sont corrélées positivement entre elles avec presque tous les coefficients de corrélation significatifs (Tableau 7.2). Ceci est lié à la manière dont sont construites ces variables, correspondant à des périodes plus ou moins « emboîtées ».

Tableau 7.2 : Matrice de corrélation des variables liées à la pluie ; les coefficients de corrélation sont notés en gras si $p < 0,001$

Variables	dPmax10mn	P-6hetmont	P-6h	P-24h	P-3d	P-7d
dPmax10mn	1,00					
P-6hetmont	0,55	1,00				
P-6h	0,64	0,77	1,00			
P-24h	0,40	0,53	0,72	1,00		
P-3d	0,26	0,30	0,46	0,76	1,00	
P-7d	0,21	0,24	0,29	0,52	0,79	1,00

3.1.2 Variables liées au débit

On observe une très forte variabilité des débits au pic de crue, avec une gamme de Q_{max} variant entre 31 et 2211 l/s (Tableau 7.1). 75% des crues ont un pic de débit inférieur à 314 l/s. Nous notons aussi que les variables liées au débit ne présentent pas une distribution normale. L'asymétrie est très marquée, très étalée vers les fortes valeurs (distribution en L) pour les variables directement associées à l'événement, par exemple le débit maximal (Q_{max}) et l'augmentation maximale entre deux mesures ($dQ_{max10mn}$) (Figure 7.4). Par contre, la distribution des débits moyennés sur une plus longue période, 3 jours ou 7 jours avant la crue, se rapproche d'une loi normale (Tableau 7.3 et Figure 7.4).

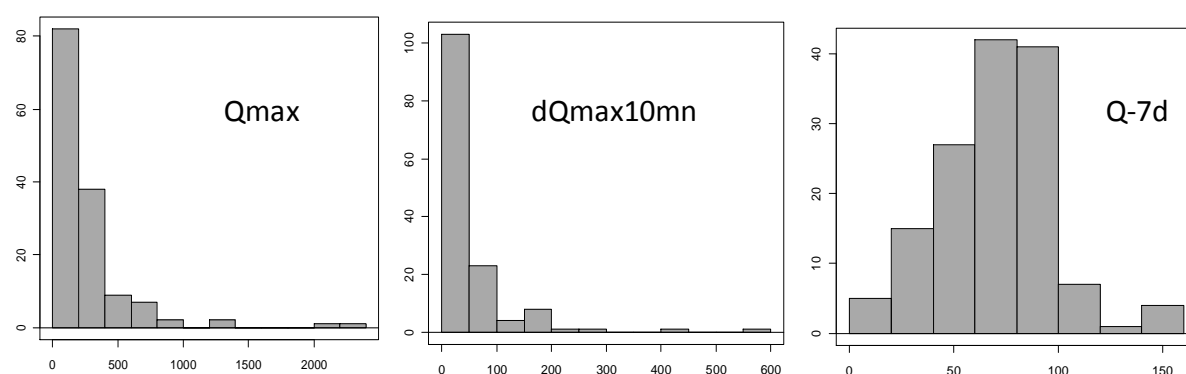


Figure 7.4 : Fréquence du débit maximal (Q_{max}), de l'augmentation maximale entre deux mesures ($dQ_{max10mn}$), et du débit moyen pendant 7 jours avant le début de la crue ($Q-7d$).

La corrélation entre les variables liées au débit des crues analysées est présentée dans le tableau 7.3 ci-après.

Tableau 7.3 : Matrice de corrélation des variables liées au débit ; les coefficients de corrélation sont notés en gras si $p < 0,001$

Variables	Q_{max}	$dQ_{max10mn}$	Q_0	$Q-6h$	$Q-24h$	$Q-3d$	$Q-7d$	V_{montQ}	W_{mont}
Q_{max}	1,00								
$dQ_{max10mn}$	0,94	1,00							
Q_0	0,05	-0,07	1,00						
$Q-6h$	0,03	-0,06	0,82	1,00					
$Q-24h$	0,00	-0,07	0,55	0,79	1,00				
$Q-3d$	-0,01	-0,1	0,67	0,71	0,78	1,00			
$Q-7d$	-0,01	-0,09	0,64	0,59	0,57	0,87	1,00		
V_{montQ}	0,77	0,84	-0,04	0,00	-0,06	-0,13	-0,14	1,00	
W_{mont}	0,36	0,31	0,24	0,16	0,18	0,3	0,40	0,14	1,00

Nous remarquons surtout une très forte corrélation positive entre le débit maximal (Q_{max}), l'augmentation maximale entre deux mesures ($dQ_{max10mn}$) et la vitesse moyenne

de montée du débit (V_{montQ}) : le pic de débit est d'autant plus marqué que sa montée est rapide. Comme pour les variables liées à la pluie, nous retrouvons logiquement des coefficients de corrélation élevés pour les variables de débit moyennées sur des durées « emboîtées », Q_0 , Q_{-6h} , Q_{-24h} , Q_{-3d} , Q_{-7d} . Par contre les variables hydrologiques directement associées à la crue ne sont pas du tout corrélées aux conditions hydrologiques avant la crue.

3.1.3 Variables liées aux MES

On observe une très forte variabilité des concentrations en MES aux pics de crue, qui varient entre 77 et 4476 mg/l (Tableau 7.1). La gamme de variation est encore plus forte pour les flux solides exportés en montée de crue, qui varient entre 10 kg jusqu'à 35 tonnes.

La distribution des variables liées aux MES des crues analysées n'est pas normale (Tableau 7.1 et Figure 7.5). Un nombre très important de crues est associé à une faible concentration maximale en MES, mais un nombre non négligeable de crues correspond à des valeurs de SSC_{max} très élevées. D'autres variables, comme l'augmentation maximale entre deux mesures ($SSC_{max10mn}$) et la concentration en MES juste avant le début de la crue (SSC_0) montrent une distribution en L, avec une très forte dominance des plus faibles valeurs.

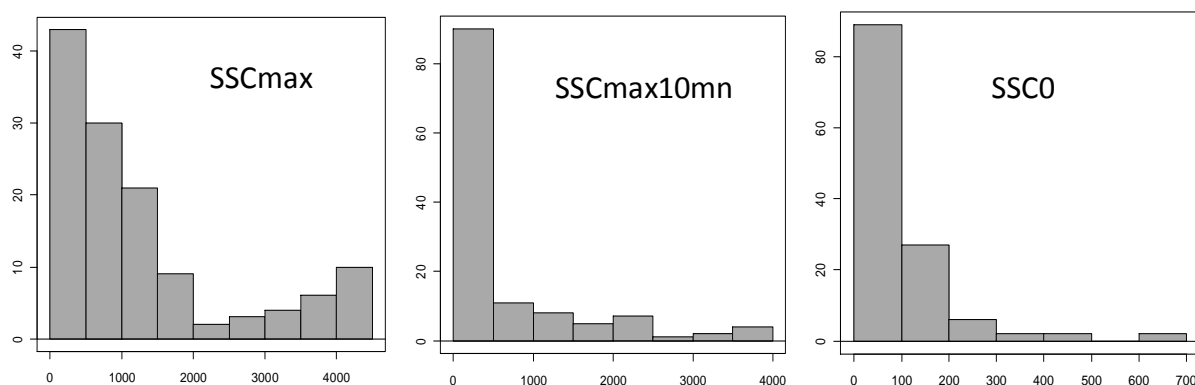


Figure 7.5 : Fréquence de la concentration en MES maximale (SSC_{max}), de l'augmentation maximale entre deux mesures ($SSC_{max10mn}$), et de la concentration en MES juste avant le début de la crue (SSC_0).

Les concentrations de MES maximales au cours de la crue (SSC_{max}) apparaissent très bien corrélées aux vitesses d'augmentation des concentrations en 10 mn ($SSC_{max10mn}$) et moyennées sur la montée de crue (SSC_{moy}), elles sont aussi corrélées au flux solide en montée (Tableau 7.4) : le pic de concentration de MES est d'autant plus marqué que la charge solide augmente rapidement, ce qui correspond aux crues qui exportent le plus de MES. Les variables liées aux MES pendant la crue ne sont pas du tout corrélées à la charge solide avant la crue.

Tableau 7.4 : Matrice de corrélation des variables liées aux MES ; les coefficients de corrélation sont notés en gras si $p < 0,001$

Variables	SSCmax	SSCmax10mn	SSC0	SSCmoy	Vmoymont	Qsmont
SSCmax	1,00					
SSCmax10mn	0,81	1,00				
SSC0	0,14	0,01	1,00			
SSCmoy	0,87	0,71	0,15	1,00		
Vmoymont	0,59	0,33	0,04	0,67	1,00	
Qsmont	0,48	0,41	-0,05	0,6	0,16	1,00

3.1.4 Variables liées au temps

Le temps séparant deux crues (TdecruceHC) varie entre 50 minutes et 45 jours (Tableau 7.1). Mais la plupart du temps les périodes sans crue sont assez courtes : 75% des crues surviennent moins de 8 jours après une autre crue. Le temps de montée des crues varie entre 30 minutes et 1 jour, il est inférieur à 4 h pour 75% des crues. Pour ces variables encore la distribution n'est pas normale, les montées de crue les plus lentes étant rares (Figure 7.6).

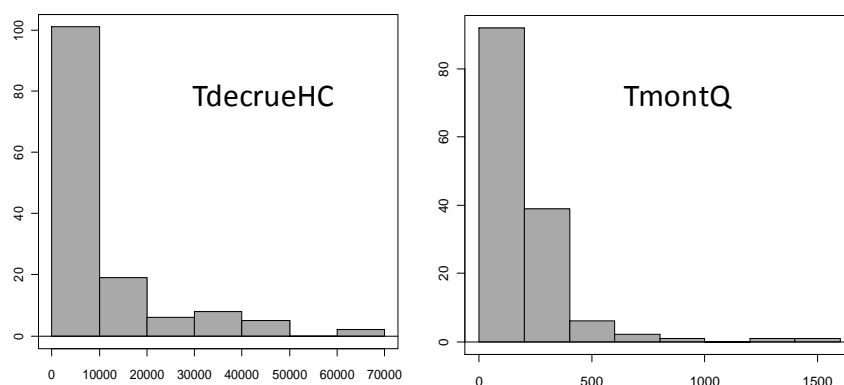


Figure 7.6 : Fréquence du temps séparant deux crues (TdecruceHC) et du temps de montée du débit (TmontQ).

En conclusion, l'ensemble des crues identifiées dans notre étude est constitué majoritairement de petits événements, déclenchés par des pluies modérées en quantité et intensité, associés à des petites augmentations de débit et de concentration de MES. Notre critère de définition des crues, à partir d'une augmentation de débit supérieure à 3 l/s en 10 minutes, a sans doute permis de retenir un grand nombre de ces petites crues.

A l'opposé, les crues les plus fortes, avec un débit élevé au pic de crue, correspondent à une montée de débit rapide, et sont donc peut-être provoquées par du ruissellement. Les crues avec un pic important de [MES] correspondent aussi à une rapide augmentation de [MES] en montée de crue, et sont donc peut-être associées à des MES facilement mobilisables ou à des conditions hydrologiques favorisant leur mobilité.

Les temps de montée de crue sont généralement courts (inférieurs à 4 h pour 75% des crues), peut-être en lien avec le nombre élevé de petites crues mais aussi avec la faible durée des averses et la petite taille du bassin versant.

La très grande majorité des variables liées aux crues ne présente pas de distribution normale, mais au contraire une gamme très étalée vers les fortes valeurs. Avant de réaliser les ACP, nous avons choisi de transformer les variables en rangs pour réduire l'importance des événements extrêmes, les plus rares. Une simple transformation logarithmique ne suffisait pas à rendre leur distribution normale. La transformation en rangs peut permettre de détecter des relations non linéaires et donne moins d'importance aux valeurs extrêmes.

3.2 Analyse de la variabilité des crues et relation avec la saison

3.2.1 Variabilité des pluies associées aux crues

Afin d'appréhender la variabilité des conditions pluviométriques associées aux crues, nous avons réalisé une ACP sur l'ensemble de ces variables, mesurées pendant et avant les événements.

Pour interpréter les résultats de l'ACP, nous ne retenons que les deux premières composantes principales (valeur propre >1). Elles expliquent ensemble 75% de l'inertie totale du nuage des individus, 50% étant représenté par le premier axe (Tableau 7.5).

Tableau 7.5 : Inertie des 2 axes factoriels

Axes	Valeurs propres	Pourcentages	Pourcentages cumulés
Dim1	3,0	50,5	50,5
Dim2	1,5	24,8	75,4

La représentation du cercle des variables dans le premier plan factoriel permet de visualiser rapidement les corrélations entre variables (Figure 7.7). Nous observons que toutes les variables sont bien représentées dans ce plan factoriel. L'ACP permet ainsi de définir deux « variables synthétiques » : la pluie directement associée à la crue (dPmax10mn, P-6hetmont, P-6h) et la pluie pendant plusieurs jours avant la crue (P-3d, P-7d). Ces deux groupes de variables sont quasiment indépendants l'un de l'autre, leurs vecteurs étant perpendiculaires. La variable P-24h est intermédiaire entre les deux groupes de variables précédents.

Toutes les variables sont positivement corrélées avec la première composante principale, ce qui illustre un effet taille qui oppose, vers la droite, les fortes précipitations pendant ou avant les crues, vers la gauche les faibles précipitations pendant ou avant les crues. La deuxième composante oppose les deux groupes de variables « synthétiques » : vers le haut les pluies fortes directement associées à la crue, vers le bas les forts cumuls de pluie pendant plusieurs jours avant la crue.

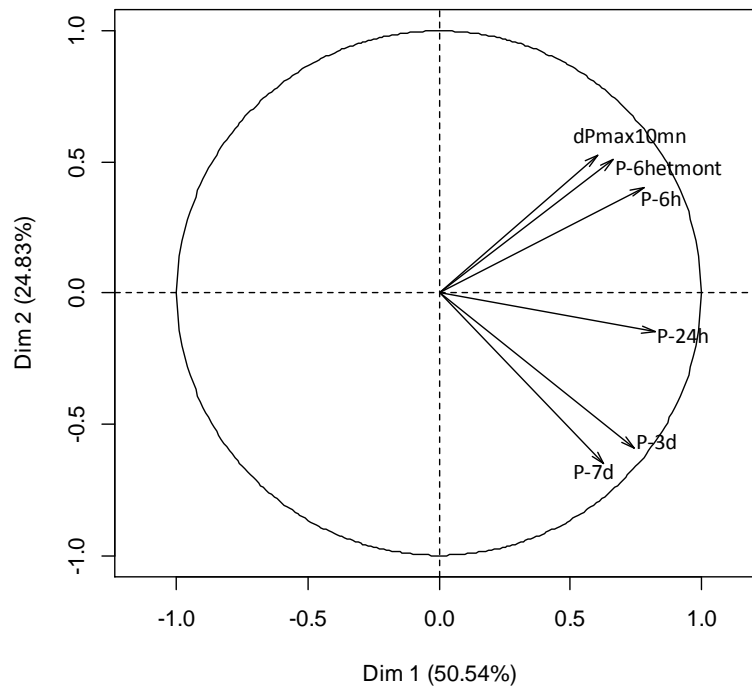


Figure 7.7 : Représentation des variables liées à la pluie sur les 2 premiers axes factoriels

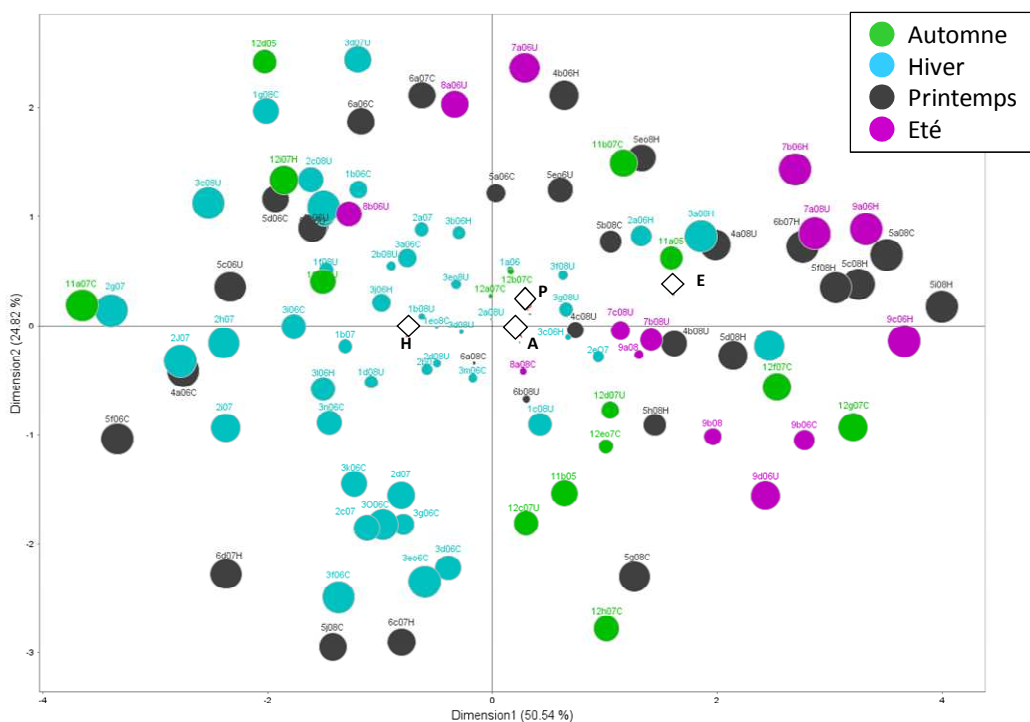


Figure 7.8 : Représentation des crues sur les 2 premiers axes factoriels en fonction des saisons. La taille des cercles est proportionnelle au \cos^2 des individus sur le plan. Les losanges représentent les barycentres des modalités des variables qualitatives.

La saison a été introduite comme variable qualitative (Figure 7.8). Seules les modalités Hiver et Été sont significativement différentes ($2 < v\text{-test} < -2$), s'opposant le long du premier axe, alors que les modalités Printemps et Automne sont intermédiaires et non significativement différentes des deux autres saisons. En hiver de nombreuses crues se

déclenchent avec de faibles précipitations et en période peu pluvieuse avant la crue. En été, la majorité des crues nécessitent une forte pluie pour se produire, quelle que soit la pluviosité de la période précédant la crue.

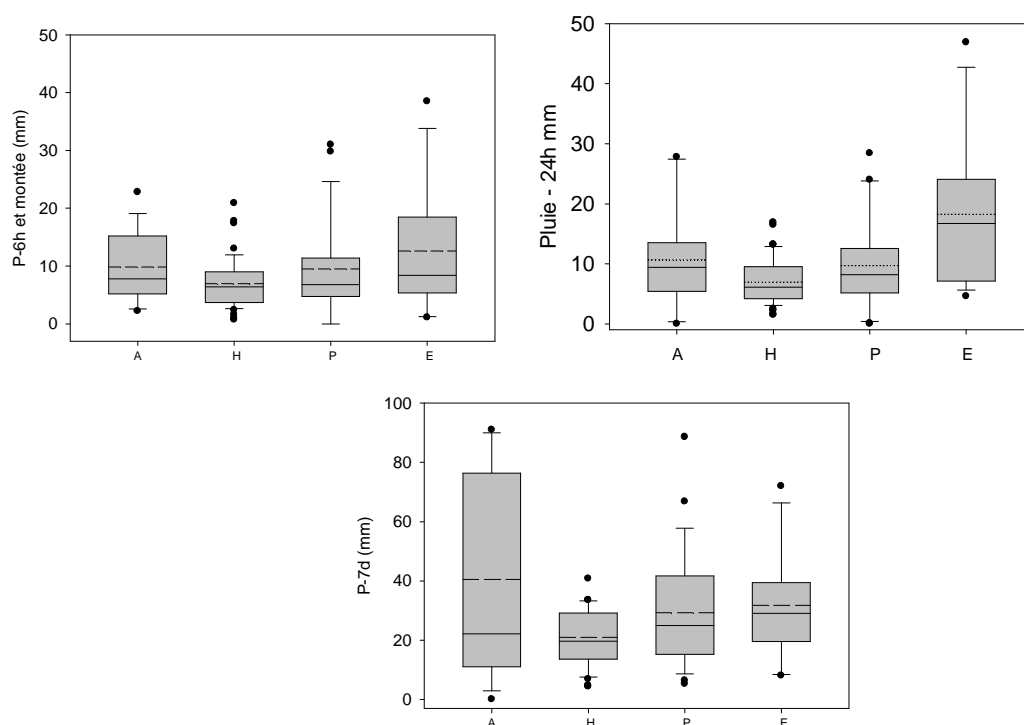


Figure 7.9 : Box plots, en fonction des saisons, des pluies avant les crues : 6h avant la crue et en montée de crue, 24h et 7 jours avant la crue entre octobre 2005 et septembre 2008.

Les box-plots, construites pour trois variables, l'une représentative des conditions pluviométriques associées à la crue (P-6h et montée), l'autre de la période précédente (P-7d), et la troisième intermédiaire (P-24h), illustrent les conclusions de l'ACP, en se limitant à une dimension à la fois et en ajoutant l'aspect quantitatif réel (variables non transformées en rangs comme dans l'ACP) (Figure 7.9). Les pluies associées à la crue sont en général plus faibles en hiver qu'en été, intermédiaires au printemps et à l'automne. Les périodes précédant les crues de 7 jours sont en général moins pluvieuses en hiver qu'au printemps et en été, ces périodes pouvant être très variables en automne, y compris très pluvieuses. Cependant, les différences entre les médianes des populations de crues à chaque saison ne sont pas toujours significatives, sauf pour P-24h et P-7d entre l'hiver et l'été ($p < 0,001$, Mann-Whitney).

Nous avons vérifié, sur l'ensemble des données pluviométriques fournies par Météo France, entre octobre 2005 et septembre 2008, qu'il n'existe pas de différence saisonnière dans la distribution des pluies journalières ou horaires (Figure 7.10). Les crues sont donc plutôt associées à de faibles pluies en hiver, car la plus forte humidité des sols favorise soit les écoulements de surface soit la recharge et la réactivité de la nappe. Inversement, en été les sols plus secs réduisent la recharge et la réactivité de la nappe qui est aussi plus profonde ; les crues sont plutôt associées à de fortes pluies à cette saison, car des écoulements de surface ne peuvent se produire que si l'intensité des pluies dépasse la capacité d'infiltration du sol.

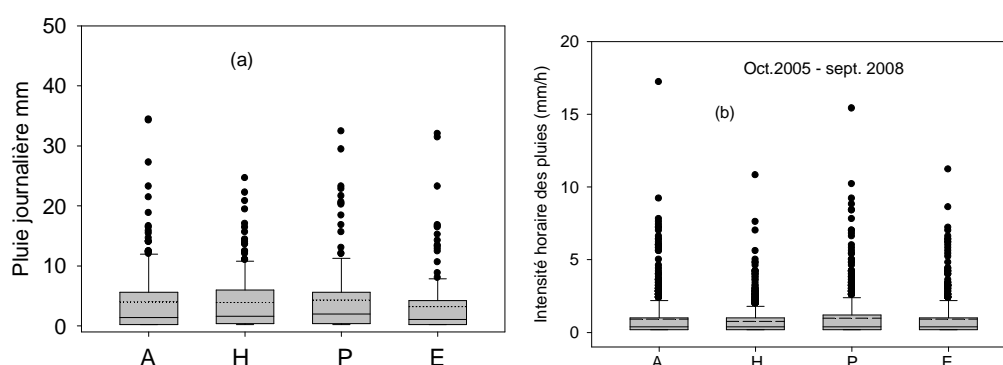


Figure 7.10 : Box-plots des pluies journalières (a) et horaires (b) pendant la période entre octobre 2005 et septembre 2008.

En conclusion, la variabilité des conditions pluviométriques à l'origine des crues est structurée par deux types de variables, celles qui décrivent l'importance (quantité et intensité) des pluies associées directement à la crue (intensité maximale en 10 mn, pluviosité 6h avant la crue, pluviosité 6 h avant la crue et pendant la montée de crue) et celles qui décrivent la période pendant plusieurs jours avant la crue (pluviosité des 3 jours et 7 jours avant la crue). Ces deux groupes de variables sont indépendants. Par ailleurs, l'effet saisonnier est peu marqué pour identifier le type de pluie ou de période favorable au déclenchement d'une crue. On observe cependant qu'en hiver une crue peut se déclencher pour de faibles pluies même en période peu pluvieuse, d'où le plus grand nombre de crues survenant à cette saison, alors qu'en été, des pluies importantes sont nécessaires, quelle que soit la pluviosité précédente. Cette différence s'explique par la réaction rapide de la nappe peu profonde en hiver à la pluie, avec des sols généralement humides, alors qu'en été les petites pluies n'atteignent pas la nappe mais que de fortes pluies produisent du ruissellement sur le sol sec.

3.2.2 Variabilité des débits associés aux crues

L'ACP est cette fois effectuée sur les variables hydrologiques pendant et avant les crues. Le pourcentage d'inertie totale du nuage expliquée par les 3 premières composantes principales est de 89 % (Tableau 7.6).

Tableau 7.6 : Inertie des 3 axes factoriels

Axes	Valeurs propres	Pourcentages	Pourcentages cumulés
Dim1	5,0	50,4	50,4
Dim2	2,7	26,7	77,1
Dim3	1,2	12,4	89,5

Le premier axe, qui explique à lui seul 50 % de l'inertie totale, est fortement construit par les variables de débit avant la crue (Q-7d, Q-3d, Q-24h, Q-6h et Q0) (Figure 7.11).

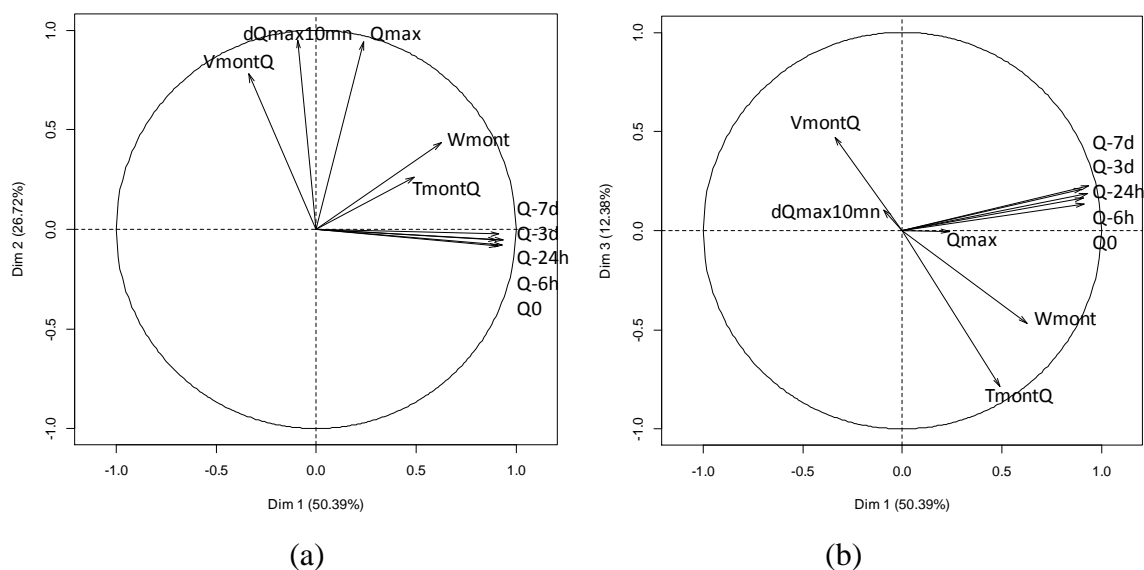


Figure 7.11 : Représentation des variables liées au débit sur les : (a) deux premiers axes factoriels, (b) premier et troisième axes factoriels.

Le deuxième axe est lié aux conditions hydrologiques pendant la crue (Q_{max} , $dQ_{max10mn}$ et V_{montQ}), le troisième axe est corrélé au temps de montée de crue (T_{montQ}). Ces trois groupes de variables, corrélés chacun à des axes perpendiculaires, sont donc statistiquement indépendants entre eux. En particulier l'augmentation du débit pendant la crue (vitesse, pic de débit) ne dépend pas du contexte hydrologique avant la crue ni du temps de montée du débit.

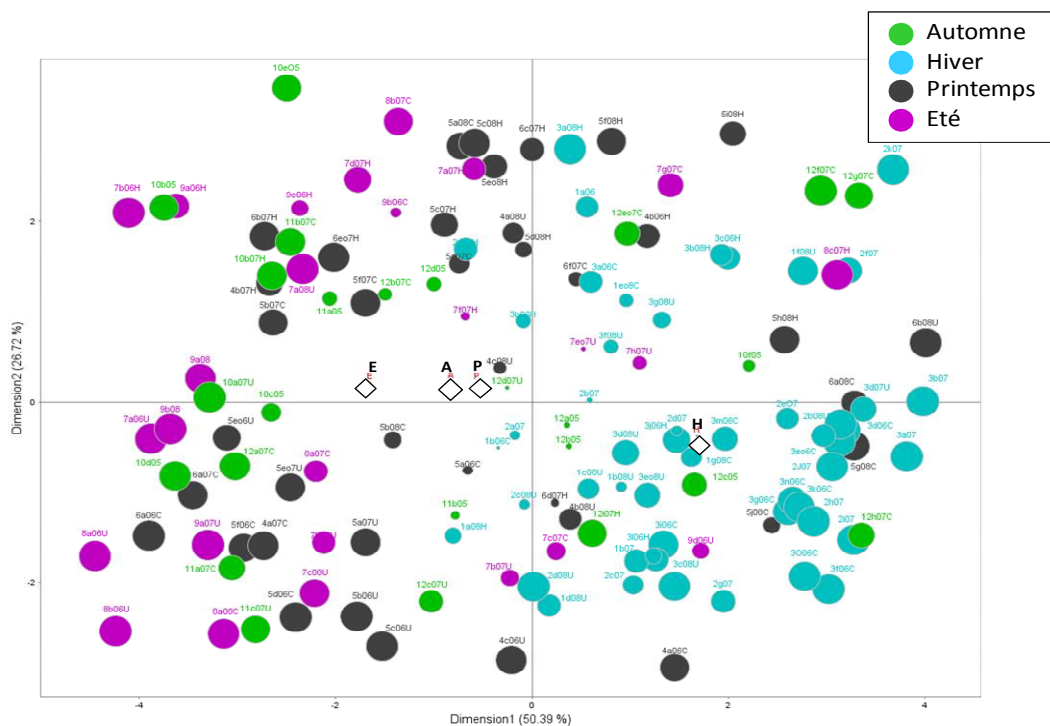


Figure 7.12 : Représentation des crues analysées dans le premier plan factoriel

Dans le premier plan des individus (Figure 7.12), nous notons que les modalités Hiver et Été sont significativement différentes ($2 < v\text{-test} < -2$), s'opposant le long du premier axe, alors que les modalités Printemps et Automne sont intermédiaires et significativement différentes des deux autres saisons ($2 < v\text{-test} < -2$). De la manière assez prévisible, en hiver les crues se situent vers la droite du plan factoriel, correspondant à un contexte hydrologique de fort débit avant la crue, alors qu'aux autres saisons la grande majorité des crues correspondent à des débits avant la crue nettement plus faibles. Les crues d'hiver sont aussi majoritairement dans le secteur inférieur droit qui correspond à des conditions hydrologiques modérées pendant la crue (débit au pic de crue, vitesse de montée).

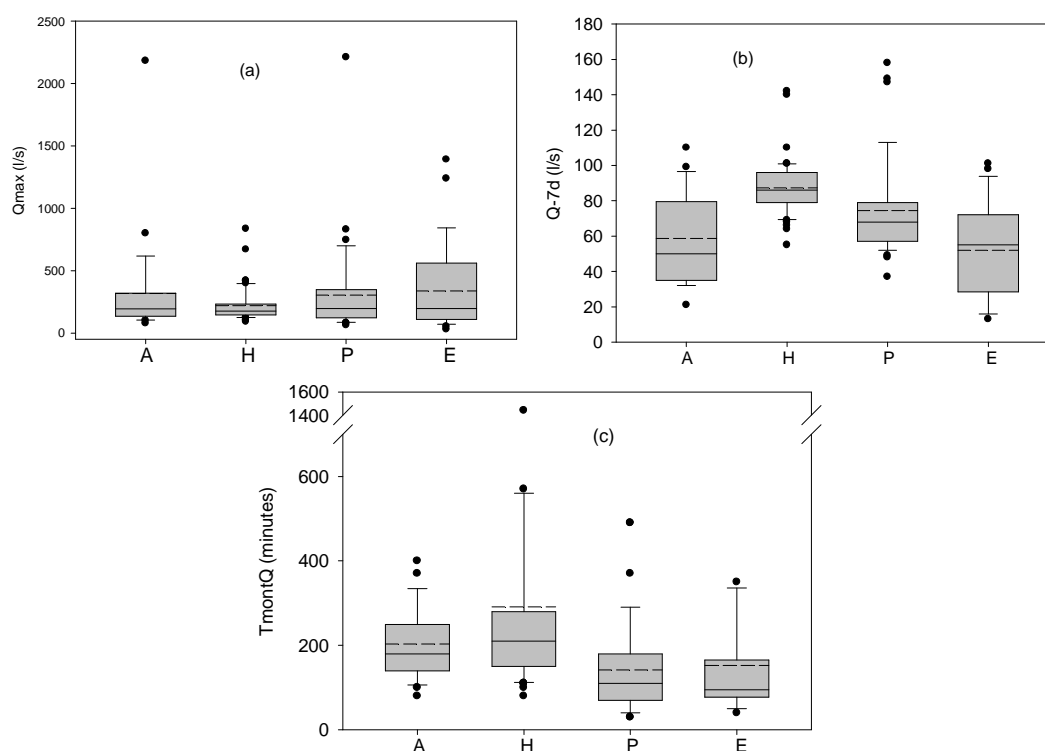


Figure 7.13 : Box plots, en fonction des saisons, du débit maximal (Qmax) (a), du débit moyen pendant 7 jours avant la crue (Q-7d) (b) et du temps de montée du débit (TmontQ) (c) entre octobre 2005 et septembre 2008.

Les box-plots construites pour trois variables représentatives des différentes composantes de l'ACP (débit maximal, débit 7 jours avant la crue, temps de montée de crue) confirment ces observations (Figure 7.13). Les crues hivernales ont les plus faibles pics de débit, alors que les débits de base sont les plus élevés ($p < 0,001$). Les temps de montée du débit sont aussi souvent plus élevés en automne et hiver qu'aux deux autres saisons ($p < 0,001$).

En conclusion, la variabilité des crues est structurée par 3 types de variables, celles liées au contexte précédant la crue (débit 7 jours, 3 jours, 24 heures, 6 heures et juste avant la crue), celles qui décrivent l'importance (quantité et intensité) des débits associés directement à la crue (débit maximal, vitesse moyenne et maximale de montée du débit), et celle liée au

temps de montée de la crue. Ces 3 groupes de variables sont indépendants. Par ailleurs l'effet de la saison est, de manière prévisible, bien marqué sur les débits de base plus élevés en hiver qu'en été. On note la prédominance en hiver de petites crues alors que la gamme des pics de débit est plus étalée vers les forts débits au printemps et à l'automne, et surtout en été. Ceci peut être lié à l'origine des écoulements, dus aux fluctuations de la nappe en hiver et au ruissellement en été. Cette même hypothèse explique la saisonnalité des temps de montée, plus longs en hiver qu'en été car la réponse de la nappe à la pluie est plus amortie que lors du ruissellement. Cependant le temps de montée est indépendant du débit au pic de crue car il dépend peut-être aussi de la durée des averses ou de l'état d'humidité des sols.

3.2.3 Variabilité de la concentration en MES

Lorsque l'ACP est réalisée sur les variables associées aux MES pendant et avant les crues, l'inertie totale du nuage est principalement expliquée par les 2 premières composantes, et en particulier par la première (60 %) (Tableau 7.7).

Tableau 7.7 : Inertie des 2 axes factoriels

Axes	Valeurs propres	Pourcentages	Pourcentages cumulés
Dim1	4,2	59,7	59,7
Dim2	1,1	15,3	75,0

Le premier axe est fortement construit par les concentrations de MES pendant la crue (pic de concentration, concentration moyenne en montée de crue), par la vitesse moyenne et instantanée de leur augmentation, et dans une moindre mesure par le flux solide en montée (Figure 7.14). Le deuxième axe est expliqué par la durée écoulée depuis la dernière crue. La concentration de MES avant la crue n'est pas bien représentée dans ce premier plan factoriel, car elle est plutôt corrélée à la troisième composante non retenue ici pour interpréter l'ACP (valeur propre <1).

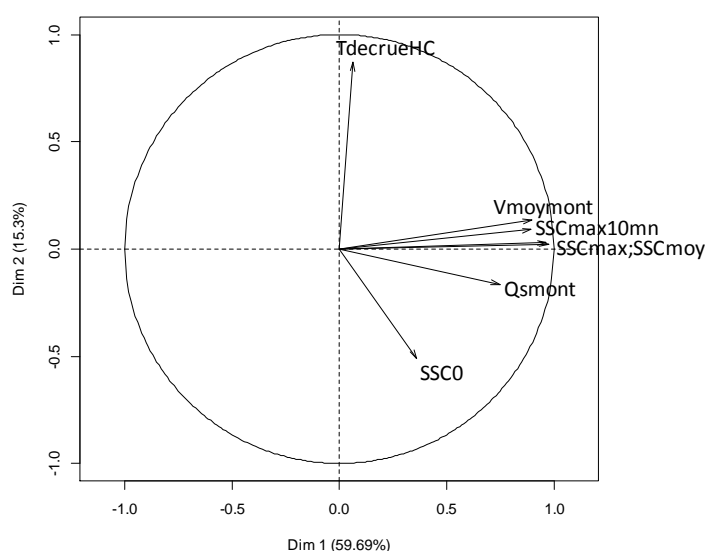


Figure 7.14 : Représentation graphique des variables liées à la concentration en MES des crues analysées

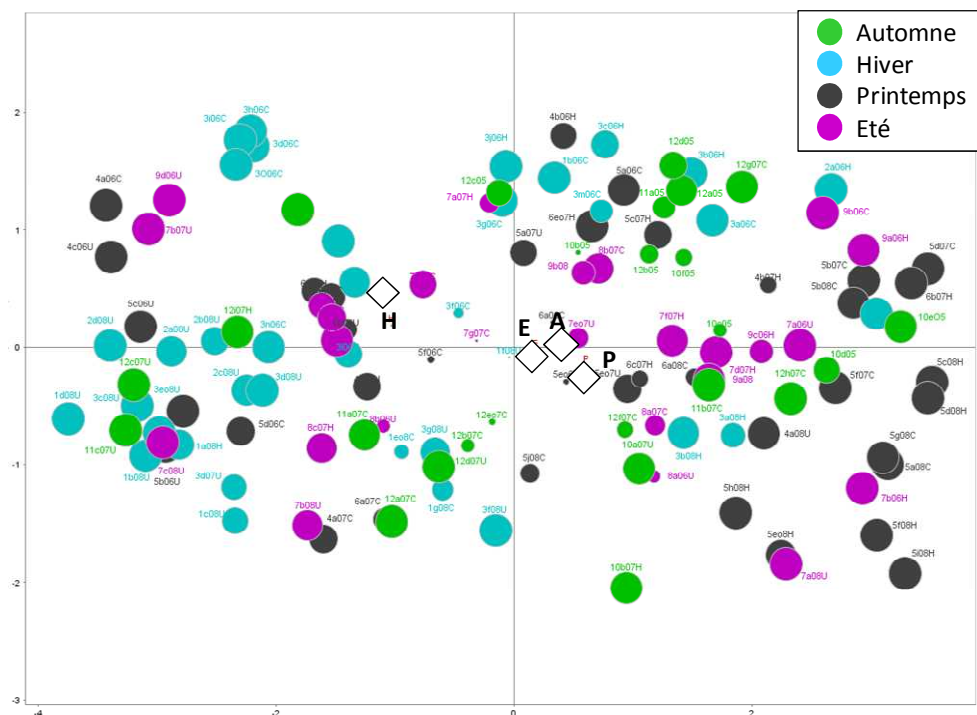


Figure 7.15 : Représentation graphique des individus des crues analysées.

Dans le premier plan factoriel des individus (Figure 7.15), l'effet saison semble peu marqué. Cependant les barycentres des modalités Hiver et Printemps sont significativement différents ($2 < v\text{-test} < -2$), s'opposant le long du premier axe, alors que les modalités Été et Automne sont intermédiaires et non significativement différentes des deux autres saisons. En tenant compte des relations entre la représentation des variables et celles des individus, il semble donc que les crues mobilisant de fortes concentrations de MES se produisent majoritairement au printemps lié à la forte érosion de parcelles fraîchement labourées et semées en maïs au contraire des crues d'hiver.

Les box-plots construites pour trois variables représentatives des trois premières composantes de l'ACP illustrent ces observations. Les crues printanières ont des pics de concentrations en MES plus fortes que les crues d'hiver ($p < 0,001$) (Figure 7.16). On n'observe pas d'effet saison sur les concentrations en MES avant la crue.

En conclusion, la variabilité des crues caractérisées par les concentrations des MES est surtout expliquée par un ensemble de variables exprimant la mobilité des MES (pic de concentration, vitesse de montée), qui sont indépendantes du temps écoulé depuis la dernière crue et de la concentration avant la crue. Les crues d'hiver sont celles qui mobilisent le moins de MES, et c'est au printemps que se produisent les crues les plus exportatrices.

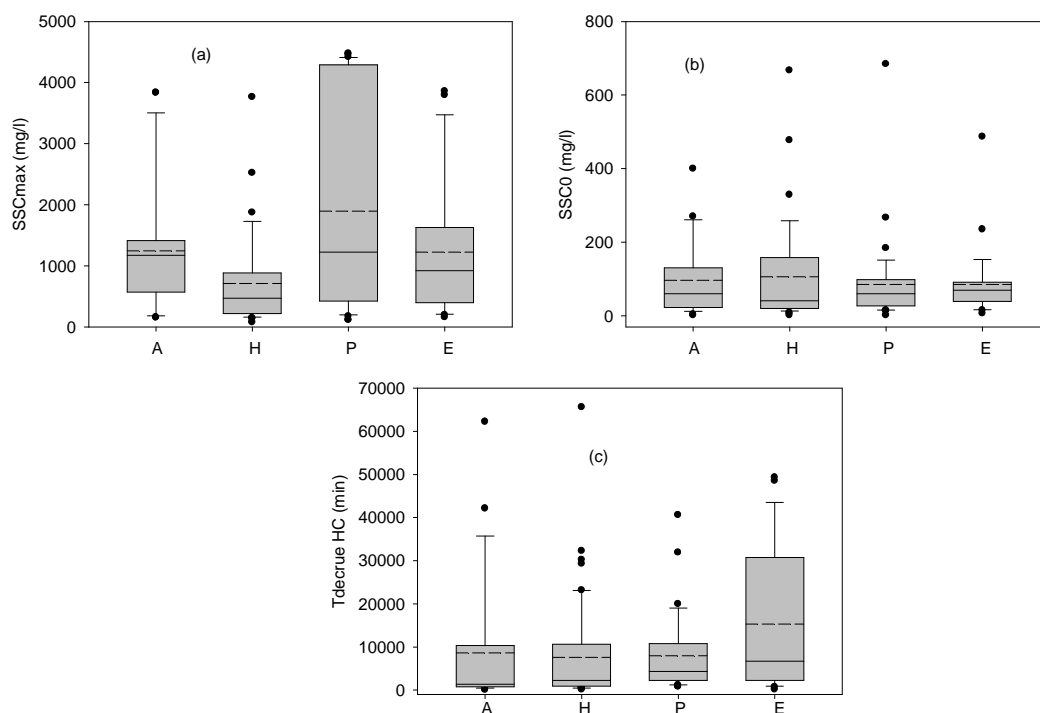


Figure 7.16 : Box plots, en fonction des saisons, de la concentration en MES maximale (SSCmax), de la concentration en MES juste avant la crue (SSC0) et du temps écoulé depuis la dernière crue (TdecrueHC) entre octobre 2005 et septembre 2008.

3.2.4 Relation entre les débits et les pluies

Pour rechercher la relation entre les débits et les pluies durant les crues, nous avons ajouté les variables de débit en variables supplémentaires dans l'ACP réalisée sur les variables pluviométriques comme variables actives (Figure 7.17).

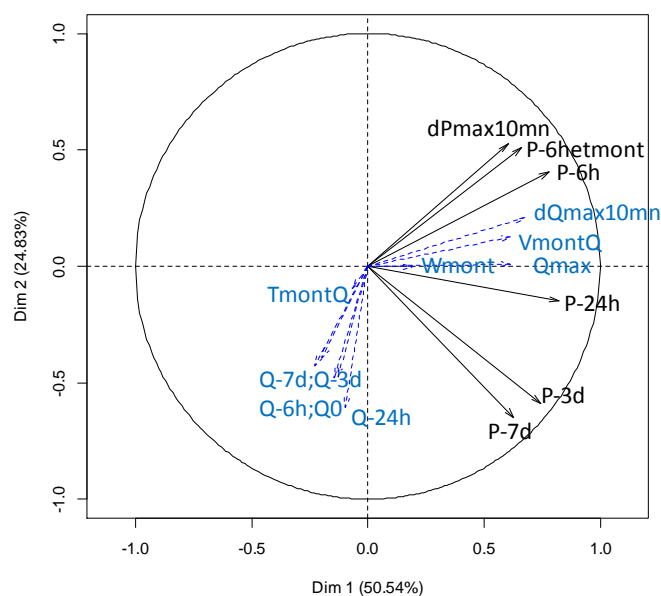


Figure 7.17 : Représentation graphique des variables liées aux débits et aux pluies des crues analysées.

La figure 7.17 montre que les variables liées aux débits et celles qui décrivent les pluies déclenchant les crues ne sont pas corrélées entre elles lorsqu'elles caractérisent la période précédant la crue, mais leur corrélation s'affirme lorsqu'elles caractérisent la crue elle-même. Le pic du débit (Q_{max}) est surtout lié à la pluie pendant 6h et la montée de crue ($P-6h_{etmont}$) avec un coefficient de corrélation de 0,72 (Figure 7.18a). Pour la période précédant la crue, la relation entre le débit moyen et le cumul de pluie varie selon la saison, avec un débit plus élevé en hiver qu'en été, intermédiaire à l'automne et au printemps, pour le même cumul de pluies (Figure 7.18b).

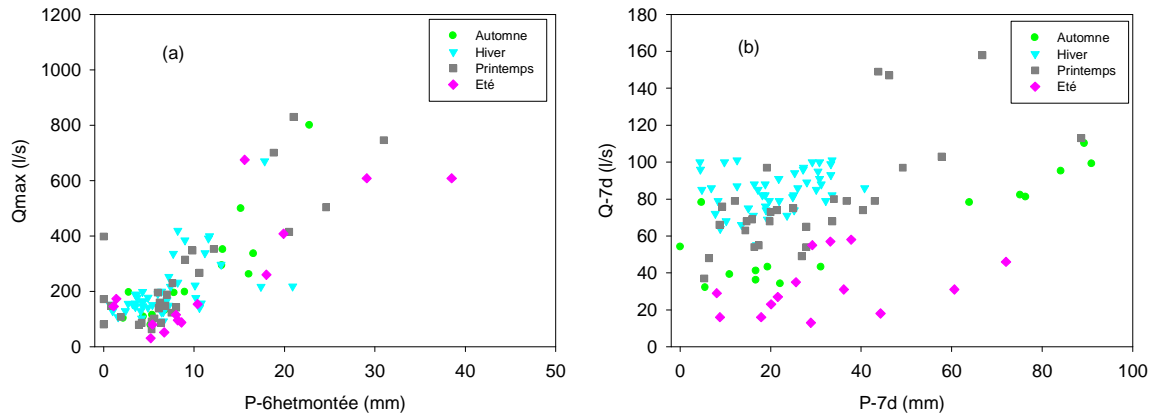


Figure 7.18 : (a) Débits maximaux en fonction des pluies 6h avant et pendant la crue, et (b) débits moyens 7 jours avant la crue en fonction des pluies cumulées sur la même période.

3.2.5 Relation entre les concentrations en MES et les débits

Les variables associées au débit jouant cette fois le rôle de variables explicatives sont utilisées comme variables actives, les variables associées aux concentrations de MES sont ajoutées dans l'ACP en variables supplémentaires.

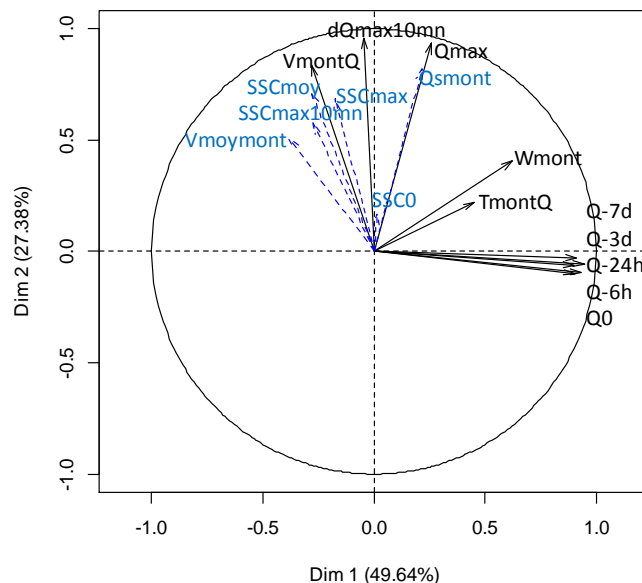


Figure 7.19 : Représentation graphique des variables liées aux concentrations en MES et aux débits des crues analysées.

La représentation graphique des variables analysées (Figure 7.19) montre que les débits avant la crue (Q_{-7d} , Q_{-3d} , Q_{-24h} , ...) n'expliquent ni la concentration en MES avant la crue ni le comportement des MES pendant la crue. Celui-ci est plus nettement lié aux conditions hydrologiques : le flux solide en montée est mieux expliqué par le débit maximal ($R = 0,69$) que par le flux hydrique ; la concentration maximale de MES est moyennement corrélée avec le débit maximal ($R=0,35$), un peu mieux avec la vitesse de montée du débit ($R=0,43$) (Figure 7.20).

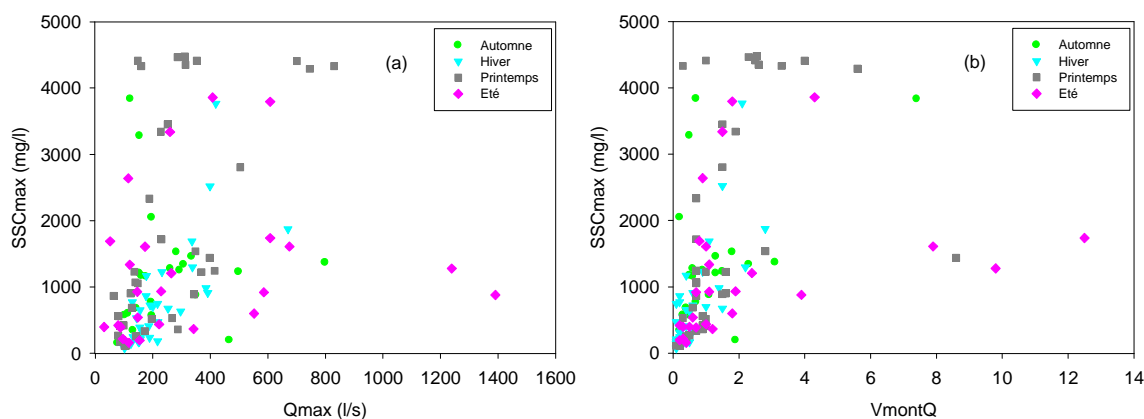


Figure 7.20 : concentrations maximales en MES en fonction (a) des débits maximaux pendant la crue et (b) des vitesses moyennes de montée du débit.

3.2.6 Identification des crues les plus productives de MES

Le flux solide cumulé en montée de crue pendant chaque année hydrologique étudiée est présenté sur la figure 7.21. Nous avons vérifié que le flux de MES en montée de crue est fortement corrélé ($R=0,984$) au flux total de MES exporté pendant la crue et égal environ à la moitié de ce flux (P. Dupont, comm. pers., données non publiées).

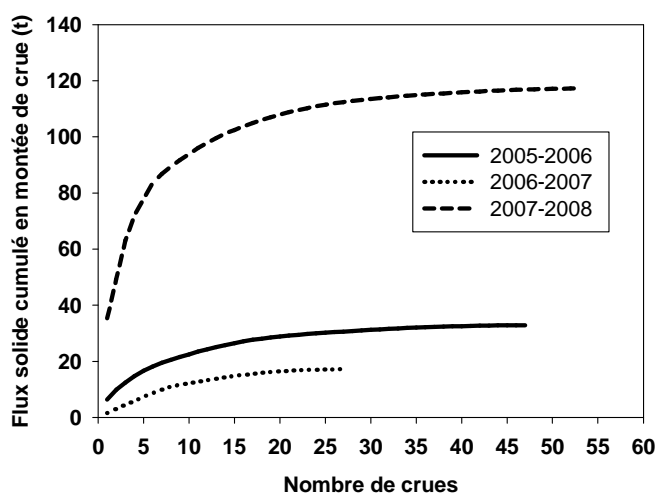


Figure 7.21: Flux solide cumulé en montée des crues analysées entre octobre 2005 et septembre 2008, triées par flux décroissant.

En 2007-2008, le flux solide cumulé en montée de crues est nettement plus élevé qu'en 2005-2006 (Figure 7.21). L'année 2006-2007 ne sera pas exploitée à cause de plusieurs mois de données manquantes, surtout en automne et hiver. On note l'importance d'un petit nombre de crues mobilisant des flux solides importants au-delà desquelles le flux solide cumulé augmente plus lentement. Nous avons identifié les 10 crues les plus productives en MES (Figure 7.22). En 2005-2006, les crues les plus productives surviennent surtout en automne et en hiver, alors qu'en 2007-2008, elles se produisent surtout au printemps et quelques-unes en hiver et en automne.

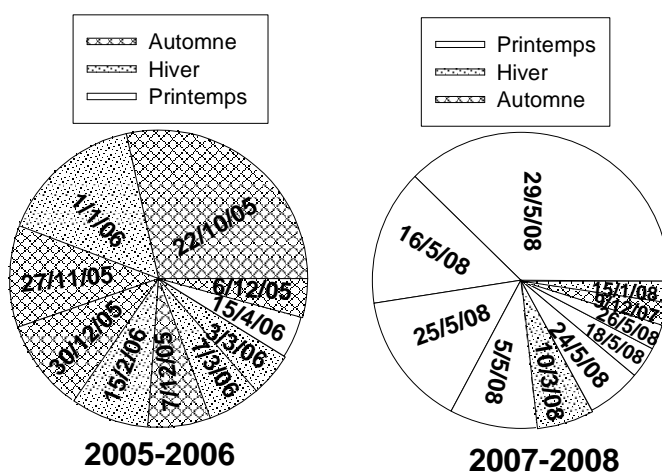


Figure 7.22 : date et contribution relative des 10 crues les plus productives en MES au flux solide cumulé associé à ces 10 crues.

Ces observations obtenues sur deux années hydrologiques seulement montrent une variabilité des saisons à risques selon les années. En 2005-2006, les crues d'automne et d'hiver mobilisent vraisemblablement le stock de sédiments accumulé pendant la décrue générale du printemps et de l'été, et augmenté par la dégradation des berges par le bétail à ces saisons (Lefrançois *et al.*, 2007). En 2007-2008, plusieurs crues survenues en mai ont mobilisé des quantités de MES exceptionnelles, pour des conditions hydrologiques "normale". Ces flux solides exceptionnels s'expliquent par la forte érosion de parcelles fraîchement labourées et semées en maïs, érosion provoquée par une série de pluies survenues à cette période à risque.

3.3 Analyse de la variabilité des crues en relation avec la typologie de la relation entre le débit solide Q_s et le débit liquide Q

Les 142 crues identifiées entre octobre 2005 et septembre 2008 ont été également caractérisées par le type de relation Q_s - Q au cours de la crue : crue univoque, crue à hysteresis horaire, crue complexe. Comme pour les saisons, les crues ont été représentées dans les premiers plans factoriels des ACP réalisées en fonction de ces trois modalités, seules ou associées aux saisons. Les figures 7.23 et 7.24 ne représentent que les barycentres de ces modalités. Les barycentres des modalités Hystérésis (H) et Univoque (U) sont significativement différents ($2 < v\text{-test} < -2$), de la modalité Complexe (C) en position

intermédiaire, dans le premier plan factoriel de l'ACP des variables liées aux débits d'eau (Figure 7.23) comme dans celui des variables liées aux MES (Figure 7.24).

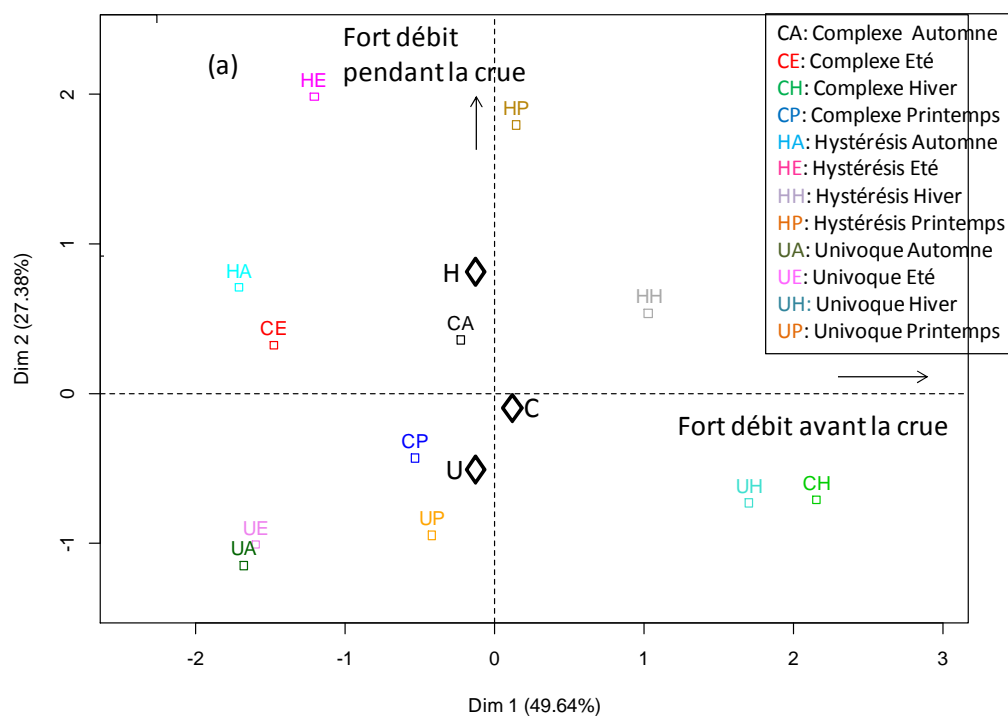


Figure 7.23 : Barycentres des différentes modalités de la relation $Q_s - Q$, seules ou associées aux saisons dans le premier plan factoriel de l'ACP des variables associées au débit.

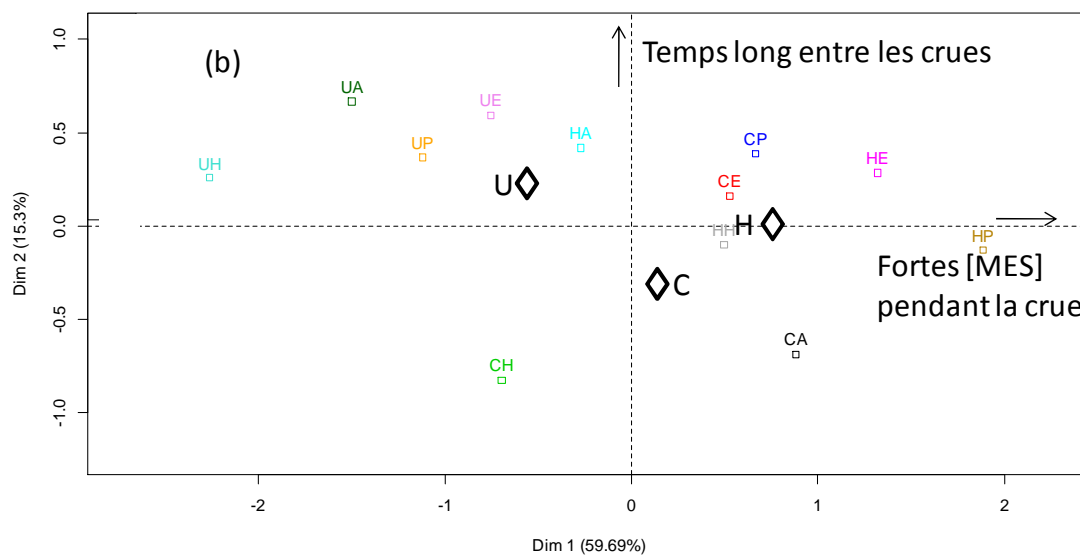


Figure 7.24 : Barycentres des différentes modalités de la relation $Q_s - Q$, seules ou associées aux saisons dans le premier plan factoriel de l'ACP des variables associées aux concentrations de MES

Les crues à hystérésis horaire sont des crues de fort débit (débit maximal et vitesse de montée), surtout au printemps et en été ; les crues univoques sont majoritairement des petites crues en toutes saisons (Figures 7.23 et 7.25). Les crues à hystérésis correspondent aux plus fortes concentrations de MES (concentration maximale et vitesse de montée), surtout au printemps et en été ; les crues univoques correspondent aux plus faibles concentrations de MES, surtout en hiver (Figures 7.24 et 7.25). Le temps écoulé depuis la crue précédente semble un peu plus long pour les crues univoques. Les crues complexes d'automne et d'hiver correspondent plutôt aux durées hors crue les plus faibles.

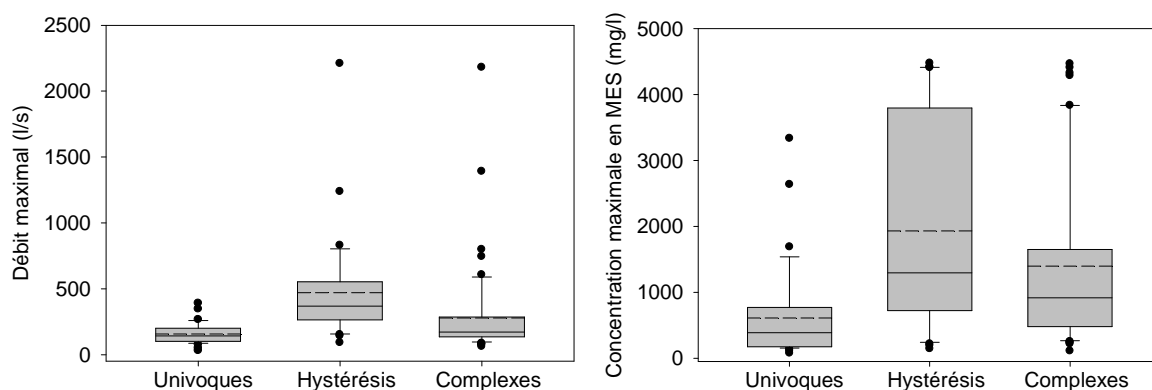


Figure 7.25: Box-plot, en fonction des typologies de la relation $Q_s - Q$ au cours des crues, du débit maximal et de la concentration en MES maximale.

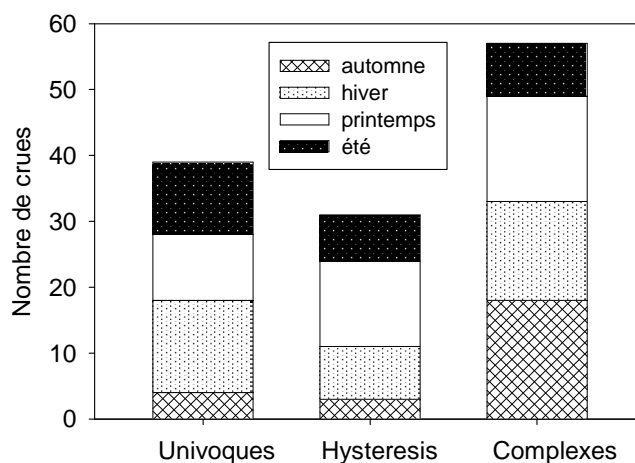


Figure 7.26: Distribution des typologies de la relation $Q_s - Q$ au cours des crues en fonction des saisons.

4. Discussions et conclusions

Parmi la population de 142 crues identifiées et caractérisées entre octobre 2005 et septembre 2008 par des variables décrivant les pluies, les débits et les concentrations en MES, une grande majorité correspond à des petits événements, provoqués par des faibles pluies et présentant un débit modéré. 75 % des crues ont des montées de crue qui durent moins de 4 h,

surviennent après des pluies de quelques mm et ont un pic de débit inférieur à 300 l/s. 75% des crues présentent des concentrations en MES inférieures à 1600 mg/l. Le nombre élevé de petites crues s'explique en partie par notre critère de définition des crues à partir d'une augmentation de débit supérieure à 3 l/s en 10 mn. Mais il est aussi le signe d'une forte réactivité hydrologique du bassin versant à la pluie.

A côté de cette majorité de petits événements, le nombre de crues de forte intensité est faible. Quelques débits au pic de crue dépassent 1000 l/s. Malgré la saturation du turbidimètre pour les fortes concentrations de MES, les valeurs des [MES] maximales enregistrées semblent dépasser 4 g/l. Dans ce cas le flux solide en montée de crue peut atteindre 35 tonnes, soit près de 8 t/km². La part importante de ces quelques événements exceptionnels dans les flux solides annuels a déjà été soulignée dans le chapitre V à l'échelle journalière, qui est sur ce bassin l'échelle temporelle compatible avec la durée d'une crue.

Alors que la distribution des pluies journalières et horaires semble très homogène aux différentes saisons, la distribution des pluies qui déclenchent une crue montre une certaine saisonnalité. Les débits pendant la crue diffèrent aussi selon les saisons. Les différences sont marquées entre l'hiver et l'été, moins avec l'automne et le printemps qui se comportent de manière intermédiaire.

En hiver, les crues sont majoritairement déclenchées par de faibles pluies, l'augmentation du débit reste faible, comme sa vitesse de montée, ce qui correspond aussi à un temps de montée souvent plus long qu'aux autres saisons. Il est très vraisemblable que ces crues d'hiver sont alimentées par la nappe peu profonde, très réactive à la pluie quand les sols sont humides. En enregistrant le débit et la charge hydraulique de la nappe dans le lit du Moulinet, Grimaldi *et al.*, (2004) ont montré la parfaite synchronisation de la variation de ces deux paramètres lors des crues d'hiver. A l'inverse, en été de fortes pluies sont nécessaires pour déclencher une crue, l'augmentation du débit est alors très importante et très rapide. Il est vraisemblable que ces crues d'été sont alimentées par du ruissellement hortonien.

Les caractéristiques du bassin versant du Moulinet expliquent ce fonctionnement hydrologique. C'est un bassin a priori peu propice au ruissellement : les pentes des versants sont modérées. L'occupation du sol est majoritairement en prairies (53% de la surface du bassin en 2006, 48% en 2008) situées le plus souvent en bordure du cours d'eau (80% des parcelles ripariennes en prairies). Aussi, le linéaire bocager est encore très présent. Gascuel *et al.*, (2011) ont estimé à seulement 3 % de l'aire drainée totale, la surface occupée par des parcelles cultivées directement connectées au cours d'eau ou connectées par des routes et surfaces imperméables. Seules les pluies de très forte intensité sont donc susceptibles de produire du ruissellement. Le reste du temps le cours d'eau est alimenté par la nappe d'altérite, qui soutient en permanence le débit d'étiage y compris lors des étés les plus secs.

Notons qu'il ne semble pas y avoir de relation entre l'intensité du pic de débit et le cumul des pluies pendant les jours précédant la crue. Ce résultat est contraire aux observations de plusieurs auteurs (Zabaleta *et al.*, 2007 ; López-Tarazón *et al.*, 2010) qui montrent que la

réponse hydrologique de presque tous les bassins versants qu'ils étudient (pic de débit, flux hydrique total) est très liée au cumul des pluies et au débit avant la crue, en lien vraisemblablement avec l'état d'humidité des sols. Sur le bassin du Moulinet, la différence de fonctionnement hydrologique entre l'hiver et l'été explique l'absence d'une relation unique entre les conditions avant la crue et les caractéristiques de la crue, puisque le déclenchement des crues peut se produire dans des conditions très variées.

La mobilisation des MES (concentration maximale et flux solide en montée de crue) est liée aux conditions hydrologiques mais pas de manière simple. C'est ainsi que la concentration maximale en MES est mieux corrélée à la vitesse de montée du débit qu'au débit maximal. Cette corrélation, soit parce qu'une vitesse élevée favorise par les turbulences engendrées la remise en suspension des sédiments soit parce qu'elle est indicatrice du ruissellement et de l'érosion. La mobilisation des MES ne semble pas non plus liée aux conditions de débit et de flux solide avant la crue. Ce résultat est encore contraire aux observations de López-Tarazón *et al.*, (2010) qui mettent en avant l'influence des conditions avant la crue, mais rejoint celle plus nuancée de Zabaleta *et al.*, (2007) qui observent ou non cette influence selon les bassins versants étudiés.

Les différences saisonnières de mobilisation des MES sont cette fois surtout marquées entre l'hiver et le printemps, alors que les conditions hydrologiques diffèrent surtout entre l'hiver et l'été. Les crues d'hiver sont majoritairement moins exportatrices de MES (concentration maximale et flux solide), ce qui va de pair avec des débits et des vitesses de montée plus faibles, et l'alimentation du cours d'eau par la nappe à cette saison. Les débits de base plus élevés à cette saison limitent vraisemblablement aussi le stockage des sédiments dans le cours d'eau entre les crues.

Les crues qui mobilisent le plus de MES se produisent au printemps, ou parfois à l'automne et en été. En particulier en mai 2008, plusieurs crues ont mobilisé des quantités de MES exceptionnelles, pour des conditions hydrologiques « normales ». Ces flux solides exceptionnels s'expliquent par la forte érosion de parcelles fraîchement labourées et semées en maïs, érosion provoquée par une série de pluies survenues à cette période à risque.

Les relations d'hystérésis horaire correspondent surtout à des crues de forts débits et de fortes concentrations en MES. Sur le même ruisseau, Lefrançois (2007) avait déjà montré l'importance de l'intensité de la crue à travers son débit maximal pour produire les hystérésis horaires. Les crues univoques sont majoritairement des petites crues de faibles débits. En hiver, elles correspondent à de faibles concentrations maximales de MES. On rejoint ici les hypothèses d'interprétation de ces patterns données dans la littérature. Les crues de forts débits mobilisent de fortes quantités de MES, ce qui fait diminuer rapidement la disponibilité des particules; surtout si celles-ci correspondent au stock de sédiments préexistants dans le fond du cours d'eau; d'où les relations d'hystérésis observées. Les crues de faibles débits mobilisent peu de MES ce qui maintient la disponibilité des particules ; d'où les relations univoques observées.

Références

- Devereux O, Prestegard K L, Needelman B A and Gellis A C, 2010. Suspended sediment sources in an urban watershed, Northeast Branch Anacostia River, Maryland. *Hydrological Processes*, 24, 1391-1403.
- Doray T, 2008. Mise en œuvre d'un modèle de spatialisation du ruissellement dans un objectif d'évaluation des transferts de matières en suspension. Mémoire de Master 2 Géographie, Aménagement, Société, Environnement Spécialité Gestion de l'Environnement, 96 p.
- Estrany Joan, Garcia Celso, Batalla Ramon J, 2009. Suspended sediment transport in a small Mediterranean agricultural catchment. *Earth surface processes and landforms*, 34, 929-940.
- Gascuel-Odoux Chantal, Aurousseau Pierre, Doray Thibaut, 2011. Incorporating landscape features to obtain an object-oriented landscape drainage network representing the connectivity of surface flow pathways over rural catchments. *Hydrological Processes*, 25, 3625-3636.
- Grimaldi C, Viaud V, Massa F, Carteaux L, Derosch S, Regeard A, Fauvel Y, Gilliet N and Rouault F, 2004. Seasonal and storm event variations in stream water chemistry explained by fluctuations in near-stream groundwater head. *Journal of Environmental Quality*, 33, 994-1001.
- Hudson P F, 2003. Event sequence and sediment exhaustion in the lower Panuco Basin, Mexico. *Catena*, 52, 57-76.
- Jansson M B, 2002. Determining sediment source areas in a tropical basin, Costa Rica. *Catena*, 47, 63-84.
- Klein M, 1984. Anticlockwise hysteresis on suspended sediment concentration during individual storms: Holbeck catchment, Yorkshire, England. *Catena*, 11, 251-257.
- Lana-Renault N, Regües D, Marti-Bono C, Begueria S, Latron J, Nadal N, Serrano P and Garcia-Ruiz J M, 2007. Temporal variability in the relationship between precipitation, discharge and suspended sediment concentration in a small Mediterranean mountain catchment. *Nordic Hydrology*, IWA Publishing, 38 (2), 139-150.
- Langevin C, Minoux L, L'Homer A, Lautridou J P, Dassibat C, Verron G, 1984. Carte géologique d'Avranches à 1/50 000 et notice explicative. Editions du BRGM.
- Lefrançois J, 2007. Dynamique et origines des matières en suspension sur petits bassins versants agricoles sur schiste. Thèse de l'Université de Rennes 1, 260 p.
- Lenzi MA, Marchi L, 2000. Suspended sediment load during floods in a small stream of the Dolomites (northeastern Italy). *Catena*, 39, 267 – 282.

Lopez-Tarazon J A, Batalla R J, Vericat D, Balasch J C, 2010. Rainfall, runoff and sediment transport relation in a mesoscale mountainous catchment: The River Isabena (Ebro basin). *Scienceirect*, 82, 23-34.

Macary F, Paulais J, 2003. Méthode d'identification de zones prédisposées aux émissions et aux transferts particuliers. Application à une zone d'élevage bovin intensif dans le bocage sud-Manche. *Ingénieries*, 36, 3-17.

Martinez-carreras N, Krein A, Udelgoven T, Gallart F, Iffly J F, Hoffmann L, Pfister L, Walling D E, 2010. A rapid spectral-reflectance-based fingerprinting approach for documenting suspended sediment sources during storm runoff events. *Journal of Soil Sediment*, 10, 400-413.

Merritt W S, Letcher R A, Jakeman A J, 2003. A review of erosion and sediment transport models. *Environmental Modelling & Software*, 18, 761-799.

Morehead M D, Syvitski J P, Hutton E W H, Peckham S D, 2003. Modeling the temporal variability in the flux of sediment from ungauged river basins. *Global and Planetary change*, 39, 95-110.

Orwin J F, Smart C C, 2004. The evidence for paraglacial sedimentation and its temporal scale in the deglaciating basin of small river glacier, Canada. *Geomorphology*, 58, 175-202.

Owens P N, Walling D E, Leeks G J L, 2000. Tracing fluvial suspended sediment sources in the catchment of the river Tweed, Scotland, using composite fingerprinting and a numerical mixing model in tracers in geomorphology. Foster IDL (Ed), *Jonh Wiley & sons: West Sussex, England*, 291-308.

Paulais J, 2003. Identification des parcelles sensible aux transferts des particules érodées grâce l'analyse multi-critère, en zone d'élevage bovin intensif, dans le bocage sud-Manche. *Mémoire de DESS espace ruraux, Université Paris 7 Denis Diderot*, 37 p.

Picouet C, Hingray B, Olivry J C, 2001. Empirical and conceptual modeling of the suspended sediment dynamics in large tropical African river: the Upper Niger River basin. *Journal of Hydrology*, 250, 19-39.

Rodriguez-Blanco M L, Taboada-Castro M M and Taboada-Castro M T, 2010. Sources and sediment yield from a rural catchment in humid temperate environment, Northwest Spain. *Earth surface processes and landform*, 35, 272-277.

Seeger M, Errea M P, Beguerria S, Arnaez J, Marti C, Garcia-Ruiz J M, 2004. Catchment soil moisture and rainfall characteristics as determinant factors for discharge/suspended sediment hysteresis loops in a small headwater catchment in the Spanish Pyrenees. *Journal of Hydrology*, 288, 299-311.

Sichingabula M H, 1998. Factors controlling variation in suspended sediment concentration for single-valued sediment rating curves, Fraser River, British Columbia, Canada. *Hydrological Processes*, 12, 1869-1894.

Strahler A N, 1952. Hypsometric (area-altitude) analysis and erosional topography. *Geological Society of America bulletin*, 63(10), 1117-1142.

Viaud V, 2004. Organisation spatiale des paysages bocagers et flux d'eau et de nutriments. Approches empiriques et modélisations. Thèse de l'Ecole Nationale Supérieure Agronomique de Rennes, 255 p.

Walling D E, 1983. The sediment delivery problem. *Journal of Hydrology*, 65, 209-237.

Walling D E, Owens P N and Leeks G J L, 1999. Fingerprinting suspended sediment source in the catchment of the river Ouse, Yorkshire, UK. *Hydrological Processes*, 13, 955-975.

Williams G P, 1989. Sediment concentration versus water discharge during single hydrological event in river. *Journal of Hydrology*, 111, 89-106.

Zabaleta A, Martinez M, Uriarte J A, Antigüedad I, 2007. Factors controlling suspended sediment yield during runoff events in small headwater catchments of the Basque Country. *Catena*, 71, 179-190.

Chapitre VIII

DYNAMIQUE TEMPORELLE DES MATIERES

EN SUSPENSION SUR L'OIR

Premiers éléments de comparaison avec le Moulinet

1. Introduction

La question du changement d'échelle pour évaluer et comprendre les flux de ruissellement et d'érosion peut être considérée en fonction de la taille des parcelles, pour discuter le passage de la parcelle au bassin versant ou encore en fonction de la surface du bassin versant. On observe souvent une diminution des flux hydriques et solides spécifiques lorsque la surface des parcelles ou des bassins augmente. Cerdan *et al.* (2004) soulignent cependant une forte variabilité de cet effet d'échelle, liée à la topographie, à l'occupation du sol et au contexte climatique. Vanmaercke *et al.* (2011) confirment cette observation en étudiant la relation entre les flux solides annuels et la surface de bassins versants de tailles très diverses (0,01 à 1 360 000 km²) dans toute l'Europe.

Un moyen de diminuer cette variabilité liée à la variabilité des contextes géographiques est de comparer les flux solides sur des bassins versants voisins ou emboîtés. Dans ce cas, lorsque la surface des bassins versants augmente, les flux spécifiques varient principalement si les sources de MES, leur disponibilité ou l'énergie hydraulique varient. C'est ainsi que Scanlon *et al.* (2004) ou Smith & Dragovitch (2009) interprètent les différences observées dans la relation entre concentration de MES et débit dans des bassins emboîtés, pour identifier l'évolution des sources de MES ou de phosphore en fonction de la taille du bassin.

Dans ce chapitre nous abordons l'étude de la dynamique temporelle des flux hydriques et solides dans le cours d'eau de l'Oir dont le Moulinet est un affluent. La surface du bassin versant de l'Oir, 87 km², est d'un ordre de grandeur supérieur à la surface du bassin du Moulinet, 4,5 km².

L'objectif du travail a donc été dans un premier temps de mettre en place le dispositif de suivi du débit et des concentrations de MES sur l'Oir et d'établir les relations d'étalonnage permettant de calculer ces paramètres à partir des mesures de hauteur d'eau et de turbidité. Deux années hydrologiques de données ont été ainsi obtenues qui permettent des premiers éléments de comparaison entre le fonctionnement des deux cours d'eau et la dynamique de leurs flux solides.

2. Site d'étude: le bassin versant de l'Oir

Le travail dans ce chapitre est réalisé sur le cours d'eau de l'Oir dont le Moulinet est un affluent. L'Oir est un affluent de la Sélune qui se jette elle-même dans la baie du Mont St Michel (Figure 8.1).

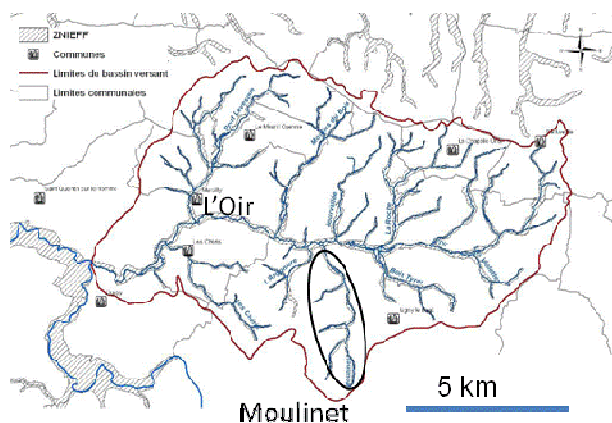


Figure 8.1 : Localisation des bassins versants du Moulinet et de l'Oir.

Le bassin versant de l'Oir a une superficie de 87 km². L'Oir est long de 19,7 km et orienté Est-Ouest. L'altitude du point le plus bas est de 15 m, alors que l'altitude maximale dans ce bassin versant est de 215 m. L'Oir est un cours d'eau d'ordre 4. Sa pente moyenne est de 1,1%. Sa largeur maximale est environ 5 m autour de la station de mesure.

Le bassin versant de l'Oir est constitué majoritairement de schistes briovériens précambriens, surmontés de placages limoneux d'origine éolienne (loess weichséliens) dépassant souvent 1 m d'épaisseur (Langevin *et al.*, 1984), comme ceux du Moulinet. La carte géologique indique aussi en bordure de l'Oir la présence d'alluvions fluviales holocènes, issues essentiellement du remaniement des dépôts éoliens weichséliens (Langevin *et al.*, 1984).

Le climat dans la région est de type tempéré océanique. Les températures moyennes annuelles sont douces en hiver et peu élevées en été, avec une moyenne annuelle de 11°C (de 1992 à 2009). Les précipitations moyennes annuelles relativement importantes (906 mm/an en moyenne de 1968 à 2010, données Météo-France St Hilaire du Harcouet). Concernant le détail du site d'étude voir paragraphe 1 du chapitre II.

3. Matériels et méthodes

Sur l'Oir, la station de mesure a été installée au niveau d'un pont de pierre au lieu-dit La Hardelière, en aval de la station de suivi piscicole de La Cerisel. Les dispositifs de mesure sont solidement fixés au pont pour résister aux plus forts débits (Figure 8.2). Les coordonnées de la station sont : 48° 37' 38'' N, 1° 16' 29'' O.

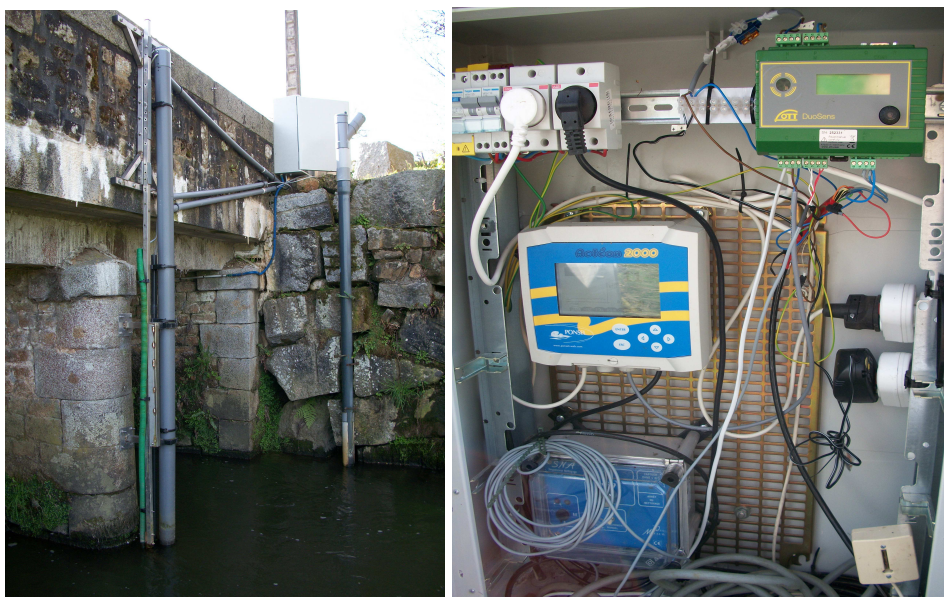


Figure 8.2 : Station de mesure du débit et de la turbidité sur l'Oir

Deux types de fréquence d'acquisition de données sont utilisés. D'une part le niveau d'eau et la turbidité sont mesurés en continu (à haute fréquence temporelle). D'autre part les concentrations de MES sont mesurées à partir de prélèvements discontinus, réalisés au cours des crues et hors crue. Ces données sont utilisées pour l'étalonnage du turbidimètre.

3.1 Mesure du débit

Sur l'Oir, un capteur de pression du type DLN / 70 (marque STS, gamme de mesure de 0 à 4 m d'eau, précision de 0,25% de la pleine échelle soit 10 mm), permettant de mesurer la hauteur d'eau, a été installé du 01/12/2008 au 05/10/2009. Puis, du 05/11/2009 à aujourd'hui, un autre capteur PLS (marque OTT, gamme de mesure de 0 à 4 m d'eau, précision de 0,05% de la pleine échelle soit 2 mm) a remplacé le premier. Il est associé à une centrale d'acquisition Duosens (marque OTT).

Une relation d'étalonnage entre la hauteur d'eau et le débit a été recherchée par la *méthode des sections centrales* (Figure 8.3). Le principe de cette méthode consiste à calculer le débit à partir du champ de vitesse mesurée à l'aide d'un moulinet hydrométrique (OTT C2 10.150), dans une section transversale du cours d'eau, en un point situé aux 2/3 de la hauteur d'eau z , le long de différents profils verticaux judicieusement répartis (tous les 50 cm) sur la largeur du cours d'eau (Figure 8.4). La vitesse de l'écoulement en chacun des points est déterminée à partir de la vitesse de rotation (nombre de tours n par unité de temps) de l'hélice située à l'avant du moulinet hydrométrique, par l'équation suivante :

$$V = k * n + a \quad (8.1) ; (Lefebvre, 1986)$$

Les constantes k et a dépendent de l'hélice, du moulinet et du mode de fixation de celui-ci, et sont données dans la notice de l'appareil.

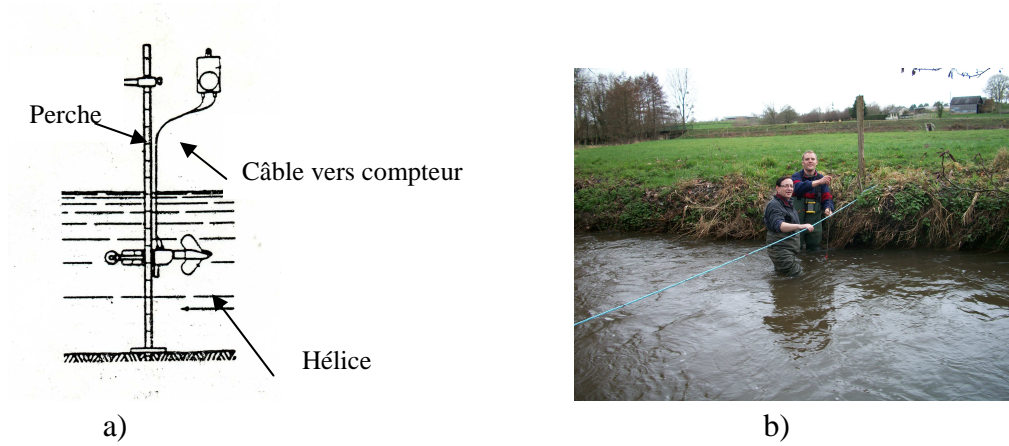


Figure 8.3: a) Le moulinet hydrométrique ; b) Mesure du débit sur l'Oir

Le débit élémentaire q_i [m^3/s] sur le profil vertical i (Figure 8.3) se calcule par l'équation suivante :

$$q_i = \bar{V}_i * z_i * \left(\frac{b_{i+1} - b_{i-1}}{2} \right) \quad (8.2) ; (Anctil et al., 2005)$$

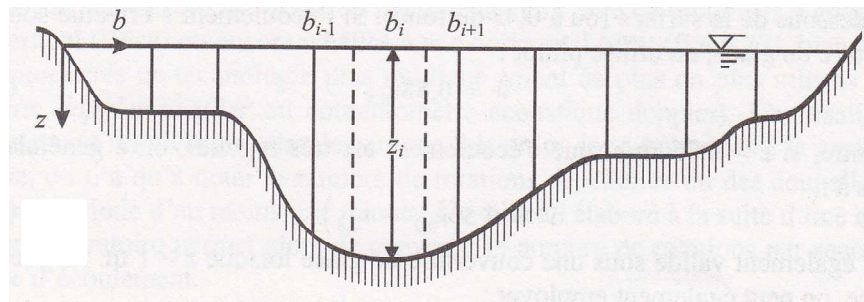


Figure 8.4: Mesure du débit par la méthode des sections centrales (Musy, 2004)

Dans l'équation 8.2, \bar{V}_i [m/s] est la vitesse moyenne mesurée sur le profil i , z_i [m] est la profondeur de la rivière, $b_{i-1} - b_{i+1}$ représente la distance entre les deux profils $i-1$ et $i+1$ situés de part et d'autre du profil i .

Finalement, le débit d'eau, Q [m^3/s], de la section d'écoulement donnée est calculé par la formule ci-après :

$$Q = \sum_{i=1}^n q_i \quad (8.3)$$

Sur l'Oir le débit a été ainsi estimé dans une section située 5 m en aval de la station de mesure du niveau d'eau, dans des conditions hydrologiques variables, pour 9 dates de mars à juin 2011.

La relation *hauteur-débit* est ensuite établie par la loi de puissance :

$$Q = c(H - h_{ref})^d \quad (8.4) ; (Linsley, 1958; Ancil et al., 2005)$$

où h_{ref} est une hauteur de référence, c et d sont les paramètres de la régression.

La hauteur de référence h_{ref} est obtenue à partir des hauteurs d'eau et des débits minimum et maximum mesurés (respectivement H_1 , H_3 et Q_1 , Q_3). Le débit intermédiaire (Q_2) est calculé par la formule : $Q_2 = \sqrt{Q_1 Q_3}$. La hauteur correspondante (H_2) est obtenue à partir de la courbe de tarage réalisée à partir de l'ensemble des hauteurs et débits mesurés. La hauteur de référence est calculée par l'équation suivante:

$$h_{ref} = \frac{H_1 H_3 - H_2^2}{H_1 + H_3 - 2H_2} \quad (8.4a); (Linsley, 1958)$$

Les paramètres de régression c et d sont calculés à partir de l'équation 8.4

3.2 Mesure des concentrations en MES

La mesure des concentrations en MES est obtenue soit indirectement à partir de la mesure de la turbidité de l'eau soit directement à partir de la filtration d'échantillons d'eau prélevés dans le ruisseau.

3.2.1 Mesure de turbidité

Un turbidimètre a été installé à la station de mesure au début 2009. Le turbidimètre est un modèle Actéon 2053 de chez Ponsel. Cet appareil mesure les turbidités dans une gamme de 0 à 2000 FTU (Formazine Turbidity Unit). La sonde du turbidimètre est suspendue dans l'eau et accrochée à une pile du pont. Sa position peut être réglée en fonction de la profondeur de la colonne d'eau (Figure 8.1).

L'étalonnage du turbidimètre est d'abord effectué en laboratoire avec une solution de formazine (NF EN ISO 7027). Le détail du processus d'étalonnage et d'entretien du turbidimètre est présenté au paragraphe 2.2.1 du chapitre II.

La mesure de turbidité s'effectue toutes les 10 minutes. Elle est obtenue à partir d'une moyenne sur les 10 dernières secondes (1 mesure par seconde) pour permettre une sauvegarde maximale.

3.2.2 Etablissement de la relation d'étalonnage entre la turbidité et la concentration en matière en suspension

Des échantillons d'eau sont prélevés pendant les crues et hors crue au niveau de la station de mesure. Au cours des crues, les prélèvements sont réalisés par un préleveur automatique de la marque Américain Sigma et c'est le modèle 900 max, disposant de 24 flacons d'une contenance de 1 litre chacun (Figure 8.5). L'appareil se déclenche lorsque la turbidité dépasse un seuil fixé au préalable, mais ajustable au cours de l'année selon la

turbidité mesurée dans le cours d'eau au moment du réglage. La fréquence des prélèvements varie de 30 à 45 minutes pour les premiers flacons ou 1 heure pour les flacons suivants.

Les prélèvements hors crue sont obtenus manuellement avec une fréquence variant entre 2 et 3 semaines.



Figure 8.5 : Préleveur automatique utilisé.

La filtration des échantillons d'eau prélevés s'effectue au laboratoire selon la norme européenne NF EN 872 (1996). La manipulation a été décrite dans le paragraphe 4.2.3 du chapitre II.

Classiquement, la relation d'étalonnage est obtenue par une régression linéaire entre les concentrations de MES dans les prélèvements d'eau et la turbidité mesurée par le turbidimètre. Sur l'Oir, nous avons utilisé 61 données recueillies du mois de mars 2010 au mois de juillet 2011 incluant 8 crues. Pour cette période d'étude la turbidité est restée inférieure à la limite de l'appareil (2000 FTU).

4. Résultats

4.1 Relation d'étalonnage entre la hauteur d'eau et le débit

Les hauteurs d'eau mesurées par le capteur de pression à la station de mesure de l'Oir ont été mises en relation avec les débits mesurés dans une section de cours d'eau située 5 m à l'aval (Figure 8.6) afin d'établir la courbe de tarage (Tableau 8.1 et figure 8.7).

Tableau 8.1 : Hauteur et débit d'eau mesurés sur l'Oir

Hauteur (m)	0,464	0,436	0,422	0,412	0,399	0,362	0,35	0,337	0,345
Débit (m ³ /s)	0,883	0,798	0,787	0,752	0,703	0,578	0,513	0,458	0,458

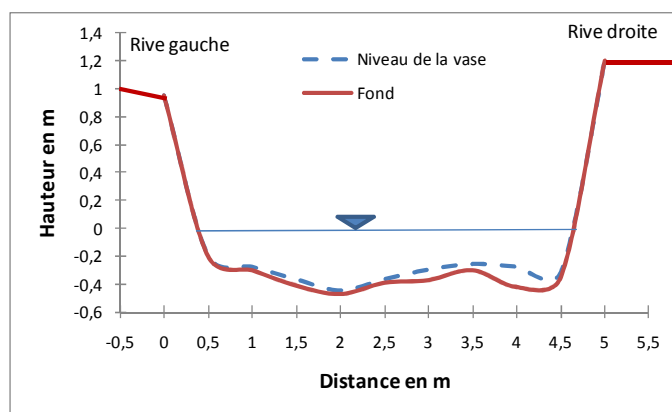


Figure 8.6 : Bathymétrie de la section de mesure du débit (Mars 2011)

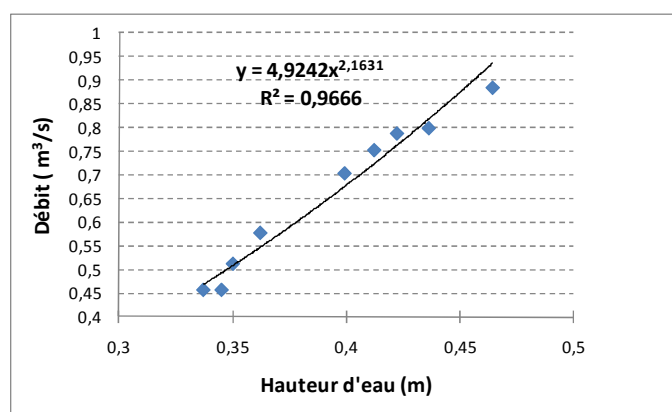


Figure 8.7 : Relation hauteur-débit et courbe de tarage

Pour l'Oir, la courbe de tarage hauteur-débit est présentée ci-dessous :

$$Q = 3,989 (H - 0,128)^{1,383} \quad (8.5)$$

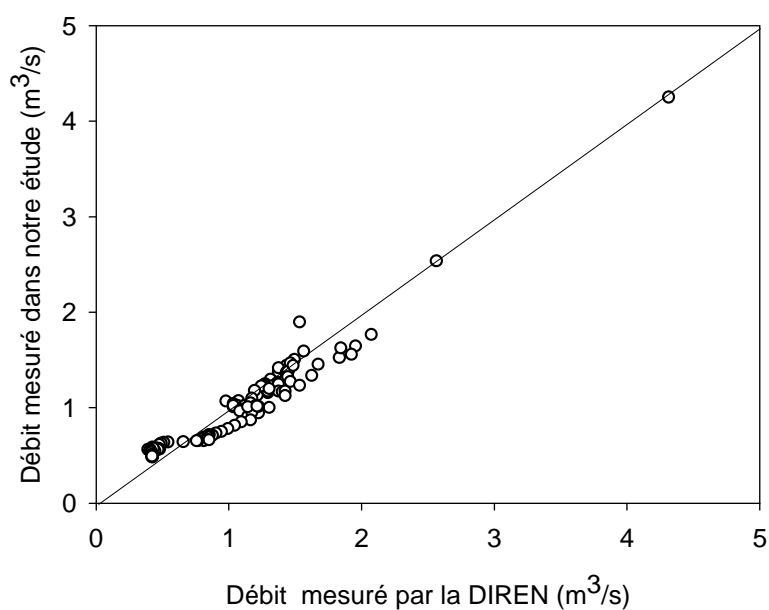


Figure 8.8 : Comparaison entre le débit mesuré dans notre étude et le débit mesuré par la DIREN 2,5 km en aval.

Pour valider cette courbe de tarage, nous avons comparé les débits moyens journaliers mesurés dans notre étude avec les débits journaliers mesurés par la DIREN à une distance de 2,5 km environ en aval (Figure 8.8). Une forte corrélation est observée entre les deux types de mesures, avec un débit souvent plus élevé à la station DIREN qui peut être dû à l'arrivée d'un petit affluent temporaire entre les deux stations.

4.2 Relation d'étalonnage entre la turbidité et la concentration en MES

La forte corrélation obtenue entre la concentration en MES et la turbidité (Figure 8.9) permet de choisir l'équation de la régression linéaire comme relation d'étalonnage entre [MES] et turbidité sur l'Oir :

$$[\text{MES}] = 1,788 \text{ Turbidité} - 13,31 \quad (8.6)$$

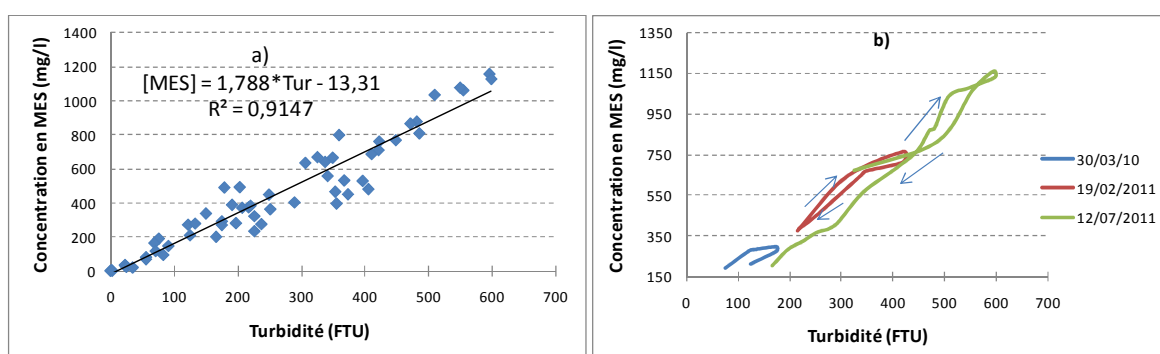


Figure 8.9 : Corrélation entre la concentration en MES et la turbidité sur l'Oir :a) toutes conditions confondues, et b) au cours de quelques crues.

4.3 Bilans annuels, variabilité mensuelle et saisonnière des flux d'eau et de MES

Sur l'Oir, les données des concentrations en MES, estimées à partir de la turbidité, et des débits, estimés à partir de la hauteur d'eau, depuis octobre 2009 jusqu'au mois de septembre 2011, ont été utilisées pour calculer les bilans annuels des flux d'eau et des flux solides. Les données pluviométriques sont les mêmes que celles utilisées pour le Moulinet (Météo France, St Hilaire du Harcouet).

Les flux d'eau sont sensiblement plus élevés en 2009-2010 qu'en 2010-2011, bien que les pluviosités annuelles soient comparables (Tableau 8.2). Malgré de nombreuses données manquantes en 2009-2010 les flux solides sont également supérieurs aux flux solides en 2010-2011 où la séquence de données est quasiment complète.

Tableau 8.2 : Pluiosité, flux d'eau et flux solide annuels sur l'Oir

Année hydrologique	2009-2010	2010-2011
Pluie annuelle (mm)	795	759
Flux d'eau (10 ³ m ³ /km ²)	309	216
Flux solide (t/km ²)	13,4* ¹	7,6* ²

*1 : 56 jours de données manquantes; *2 : 9 jours de données manquantes.

Les flux spécifiques annuels de MES mesurés sur l'Oir sont dans la gamme inférieure des flux mesurés dans 282 bassins soumis aux conditions atlantiques de l'Europe de l'Ouest, répertoriés par Vanmaercke *et al.*, (2011), puisque 50% de ces bassins versants présentent des flux solides inférieurs à 28 t/km².

Comparaison avec le Moulinet: Les flux d'eau annuels sont comparables avec les flux d'eau du Moulinet pour les mêmes périodes (310 10³ m³/km² en 2009-2010 (Tableau 3.1) et 226 10³ m³/km² en 2010-2011 (données non publiées)). Les flux solides semblent par contre plus élevés sur le Moulinet que sur l'Oir. En 2009-2010, il est difficile de les comparer précisément à cause des nombreuses données manquantes, mais le bilan annuel est nettement plus élevé sur le Moulinet puisqu'il atteint 22 t/km² en seulement 6 mois. Cet écart se confirme en 2010-2011 puisque le bilan annuel sur le Moulinet est de 17 t/km² (avec 44 jours de données manquantes) (données non publiées).

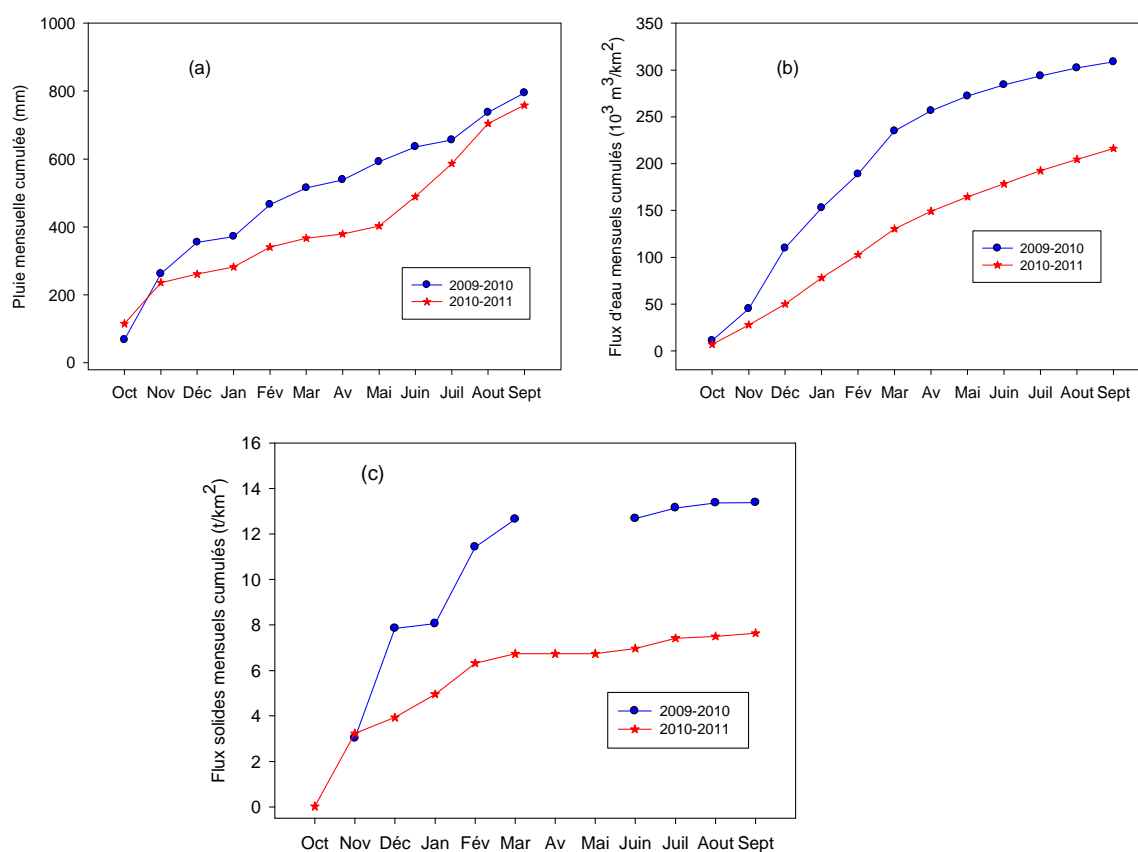


Figure 8.10 : Courbes cumulées de la pluie (a), du flux d'eau (b) et du flux solide (c) mensuels pour chacune des années hydrologiques étudiées.

L'écart des flux hydriques et solides entre les deux années s'établit surtout en automne et en hiver (Figure 8.10), qui fut particulièrement sec en 2010-2011. On constate ici que la distribution saisonnière des pluies a une influence plus importante que le total annuel.

A l'échelle mensuelle (Figure 8.10 et 8.11), on retrouve la saisonnalité classique des flux hydriques qui augmentent de l'automne à l'hiver puis diminuent jusqu'en été, alors que

les flux solides suivent une évolution différente, les plus élevés en automne, diminuant un peu en hiver et plus fortement au printemps et en été.

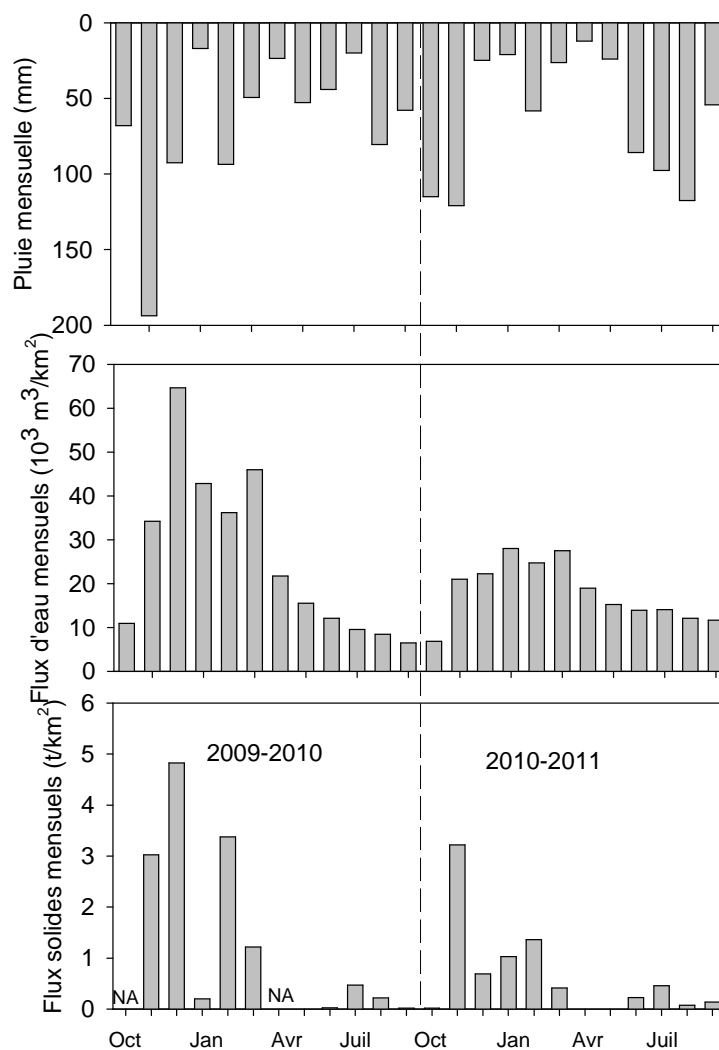


Figure 8.11 : Dynamique mensuelle de la pluviosité, des flux hydriques et des flux solides

*NA : données manquantes

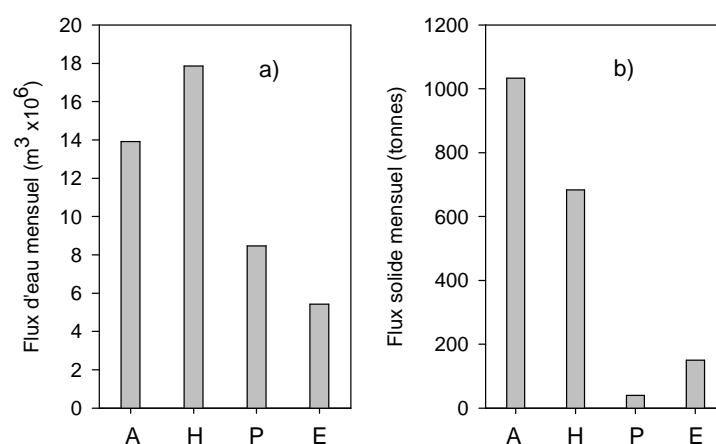


Figure 8.12 : Distribution en histogrammes: a) des flux d'eau mensuels ; b) des flux solides mensuels, pour chaque saison entre octobre 2009 et septembre 2011.

* A : automne ; H : hiver ; P : printemps ; E : été.

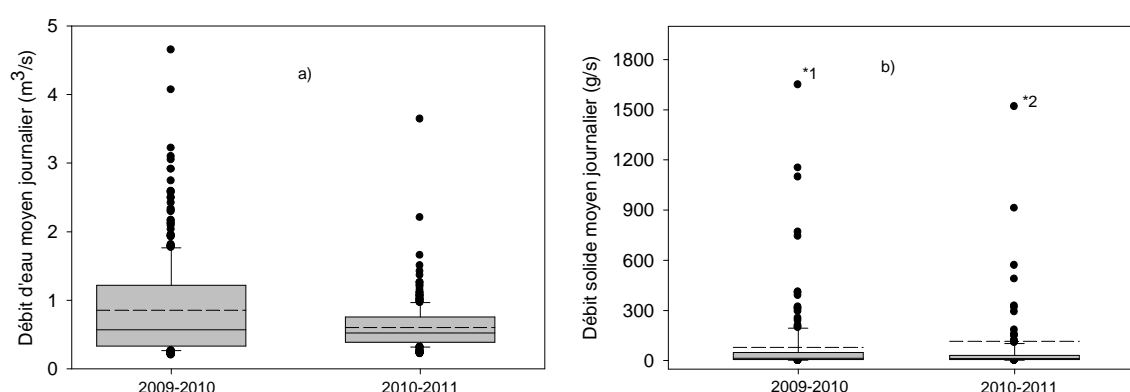
Comparaison avec le Moulinet : La saisonnalité des flux hydriques est comparable sur les deux cours d'eau. Les flux solides, sur l'Oir comme sur le Moulinet montrent une très forte variabilité intermensuelle mais leur saisonnalité est différente. L'écart entre automne-hiver d'une part, où les flux solides sont les plus élevés, et printemps-été, où les flux solides sont les plus faibles, est bien marqué sur l'Oir, contrairement au Moulinet.

4.4 Variabilité journalière des flux d'eau et de MES

La description statistique des débits moyens journaliers Q et des débits solides¹ moyens journaliers Q_s , entre les mois d'octobre 2009 et septembre 2011 est présentée dans le tableau 8.3, pour ces deux années confondues, et dans la figure 8.13, pour chaque année.

Tableau 8.3 : Description statistique des débits et des débits solides moyens journaliers entre octobre 2009 et septembre 2011

	Nombre	Max	Min	Moy	Ecart-type	25%	médiane	75%	90%	Asymétrie
Q (m ³ /s)	723	4,65	0,20	0,73	0,55	0,36	0,54	0,94	1,37	2,38
Q_s (g/s)	349	1648,14	0,16	63,22	175,75	6,18	12,63	37,25	146,57	5,93



*1 : 56 jours de données manquantes; *2 : 9 jours de données manquantes.

Comparaison avec le Moulinet : Comme sur le Moulinet, on observe sur l'Oir une asymétrie de distribution des données moins marquée pour les flux hydriques que pour les flux solides. Pour ces derniers, le coefficient d'asymétrie est cependant plus élevé sur le Moulinet (17,6) que sur l'Oir (5,93), ce qui peut être dû à une gamme des forts débits solides journaliers plus étendue, relativement au débit médian, sur le Moulinet que sur l'Oir.

¹ Nous appelons ici débit solide la valeur de Q_s « instantanée » exprimée en mg/s ou g/s, et flux solide la valeur de Q_s intégrée sur une durée plus longue (jour, mois ou année) exprimée en kg ou tonne par jour, mois et année.

Tableau 8.4: Pourcentage du temps associé au pourcentage de flux d'eau ou de MES annuel, triés par flux décroissant

Pourcentage du flux (%)			10	25	50	75	90
Pourcentage du temps (%)	Flux d'eau	2009-2010	1,8	8,8	23,1	43,8	69,7
		2010-2011	1,7	13,1	31,9	58,3	80,0
	Flux solide	2009-2010	0,5	1,2	5,1	14,8	29,0
		2010-2011	0,3	0,8	3,5	15,0	37,6

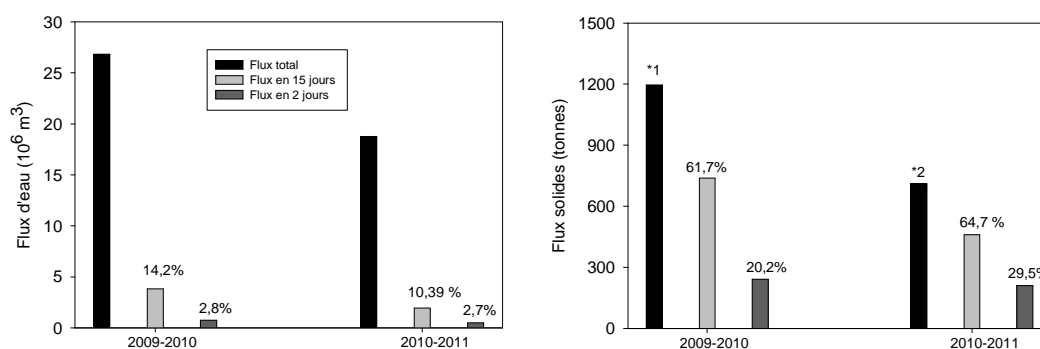


Figure 8.14 : Flux d'eau et flux solides transportés annuellement, en 15 jours et en 2 jours, Les pourcentages indiqués représentent la part du flux annuel transportée en 15 jours et en 2 jours.

*1 : 56 jours de données manquantes; *2 : 9 jours de données manquantes.

Comparaison avec le Moulinet : Les tableaux et graphiques associant les flux hydriques et solides au temps aboutissent aux mêmes conclusions sur l'Oir que sur le Moulinet, en montrant l'importance du petit nombre de journées où se produisent des événements extrêmes dans le bilan annuel. Ceci est surtout marqué pour les flux solides. Une comparaison précise entre les deux cours d'eau est difficile, étant donné la forte variabilité de ces pourcentages sur le Moulinet et le petit nombre d'années de suivi sur l'Oir. Par exemple, sur l'Oir plus de 60%, du flux solide est exporté en 15 jours seulement, mais sur le Moulinet ce pourcentage varie entre 27 et 77% (Figure 5.5 et Figure 8.14).

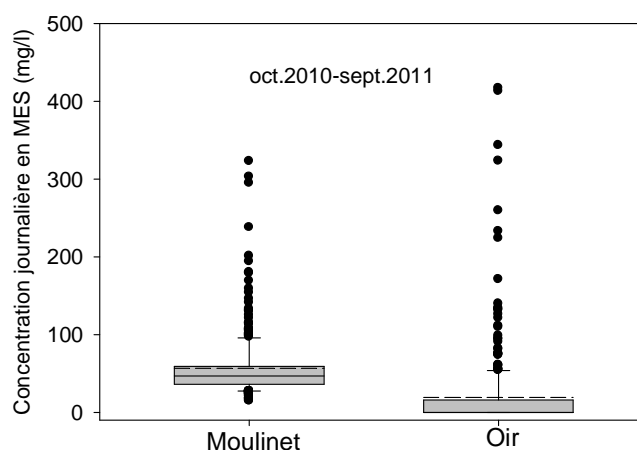


Figure 8.15: Box-plot des concentrations journalières en MES

Une différence entre les deux cours d'eau semble plus nettement se dégager pour les flux solides journaliers lorsqu'ils sont classés par ordre décroissant (voir tableaux 5.3 et 8.4). On atteint plus vite 75% du flux solide annuel sur l'Oir (en 15% du temps) que sur le Moulinet (généralement en plus de 20% du temps). On atteint plus vite 90% du flux solide annuel sur l'Oir (en 30 ou 40% du temps) que sur le Moulinet (généralement en plus de 45% du temps). Une explication pourrait être l'existence d'un plus grand nombre de jours de débit solide très faible sur l'Oir que sur le Moulinet.

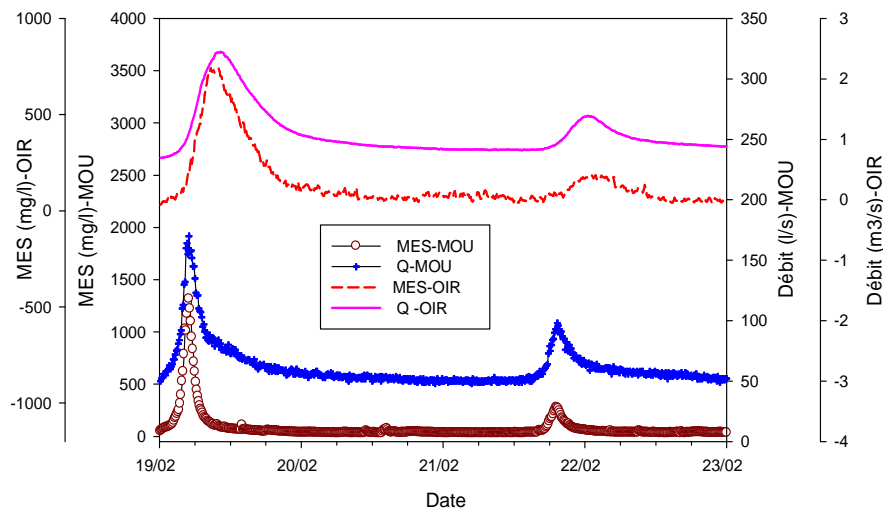


Figure 8.16: Exemple d'évolution du débit et de la concentration en MES au cours des crues sur le Moulinet et sur l'Oir

4.5 Relation entre les débits solides Q_s et les débits Q journaliers

Sur l'Oir, la relation entre le débit solide Q_s et le débit d'eau moyen journalier n'est pas représentée par une loi puissance $Q_s = aQ^b$ unique, ce qui est montrée ici sur la figure 8.17 pour l'année hydrologique 2010-2011 et deux années 2009-2011.

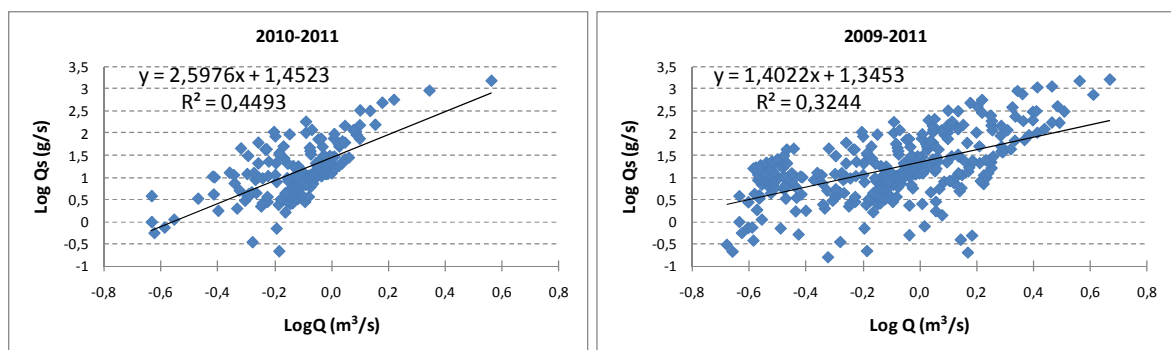


Figure 8.17 : Corrélation entre $\log Q$ - $\log Q_s$ pour toutes les données journalières en 2009-2010 et de 2009 à 2011.

Pour réduire la variabilité de cette relation et appliquer la même méthode que sur le Moulinet, la population des données de débit a été classée en différents groupes par intervalle

de 0,1 m³/s : 0-0,1, 0,1-0,2, etc. La régression par la loi puissance a été calculée sur les valeurs moyennes de Q_s et de Q pour chacune de ces classes (Figure 8.18). Les coefficients *a* et *b* sont résumés dans le tableau 8.5

Tableau 8.5 : Coefficients de la régression Q-Q_s sur l'Oir

Année hydrologique	a	b	R ²
2009-2010	23,23	2,19	0,73
2010-2011	49,07	3,53	0,90
2009-2011	25,99	2,42	0,87

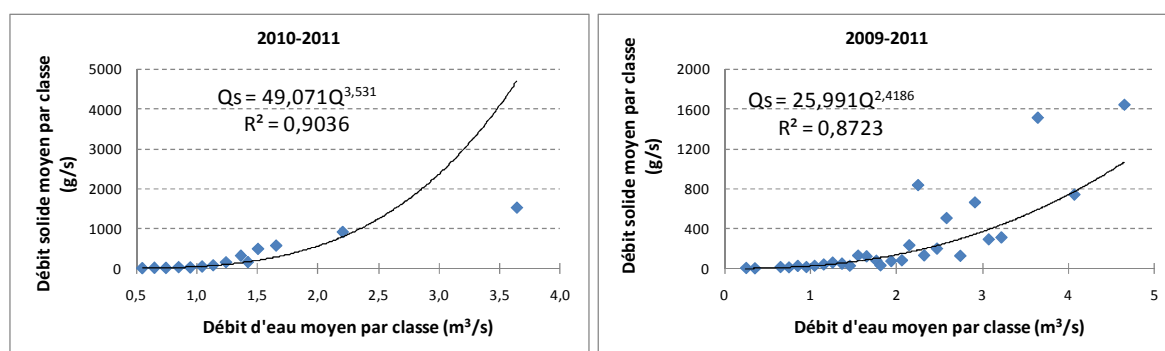


Figure 8.18 : Corrélation entre les valeurs moyennes de Q et Q_s, calculées pour chaque classe de débit 0-0,1m³/s ; 0,1-0,2, ... en 2010-2011 et de 2009 à 2011.

Comparaison avec le Moulinet : les coefficients *a* obtenus sur l'Oir sont beaucoup plus petits que ceux calculés sur le Moulinet où *a* varie entre 0,8 E+3 et 13,7 E+3. En revanche les coefficients *b* sont comparables sur l'Oir et sur le Moulinet où *b* varie entre 1,7 et 2,8.

5. Discussion et conclusion

Ces deux premières années de suivi sur l'Oir ont permis de déterminer les étalonnages nécessaires pour estimer le débit à partir de la hauteur d'eau mesurée, et la concentration de MES à partir de la turbidité. Les relations d'étalonnage sont :

$$Q = 3,989 (H - 0,128)^{1,383} \quad Q \text{ en m}^3/\text{s} \text{ et } H \text{ en m}$$

$$[\text{MES}] = 1,788 \text{ Turbidité} - 13,31 \quad [\text{MES}] \text{ en mg/l et turbidité en FTU}$$

Les flux hydriques annuels spécifiques sont comparables sur l'Oir et sur le Moulinet, pour les deux années étudiées en commun. Le fonctionnement hydrologique des deux bassins versants semble donc globalement du même type, sans discontinuité liée aux augmentations de la surface du bassin et de l'ordre du cours d'eau. Par contre, à l'échelle de la crue, pour des pluies a priori similaires, le Moulinet est plus réactif que l'Oir, avec un temps de réponse à la pluie plus court, un pic de crue plus marqué et un retour au débit de base plus rapide

(Figure 8.16). Ceci est un effet attendu de la différence de taille des bassins versants, les temps de transfert étant plus courts sur les petits bassins versants.

Malgré des flux hydriques comparables, les flux solides annuels spécifiques calculés sur l'Oir sont plus faibles que sur le Moulinet. Parallèlement les concentrations des MES sont aussi plus faibles la majeure partie du temps (Figures 8.15 et 8.16). Cette observation est aussi relativement classique du fait de pentes souvent plus faibles et de l'augmentation des dépôts de sédiments lorsque la taille des bassins augmente, mais elle n'est pas systématique (Vanmaercke *et al.*, 2011). Les flux solides spécifiques et les concentrations de MES plus faibles sur l'Oir peuvent aussi s'expliquer par des surfaces herbeuses plus importantes. Aussi, la présence de végétation au fond du cours d'eau et la persistance d'une ripisylve sur une partie des rives du ruisseau qui joue le rôle de barrière aux apports de particules issues des versants et empêche l'accès du bétail au cours d'eau. De plus, l'Oir est alimenté sur sa rive droite par des affluents qui s'écoulent en partie sur granite et sur cornéenne. Sur ces roches-mères, les sols présentent une granulométrie plus grossière que les sols sur schiste et limon éolien du bassin du Moulinet. Massa (2000) a ainsi montré que les concentrations de MES mesurées dans le ruisseau de La Roche, affluent de la rive droite de l'Oir, étaient très inférieures aux concentrations dans le Moulinet.

L'absence de dégradation des berges par le bétail peut aussi expliquer les très faibles concentrations et flux de MES observés sur l'Oir au printemps et en été, alors que ceux-ci restent importants sur le Moulinet (Figure 8.12).

Sur l'Oir comme sur le Moulinet, la plus grande partie des flux solides annuels est mobilisée en quelques jours seulement associés aux événements extrêmes. La gamme de variation des flux solides journaliers semble cependant plus faible sur l'Oir, en lien avec des crues de variation de débit plus tamponnée. A l'opposé, une autre partie des flux solides annuels est constituée par un plus grand nombre de jours sur l'Oir mobilisant très peu de MES, que sur le Moulinet. Cette observation rejoint la forte diminution des flux solides mensuels sur l'Oir au printemps et en été, diminution peu marquée sur le Moulinet, liée à la différence de dégradation des berges par le bétail, évoquée ci-dessus.

Sur l'Oir comme sur le Moulinet, on observe une grande dispersion de la relation entre le débit solide Q_s et le débit d'eau moyen journalier qui n'est donc pas représentée par une loi puissance $Q_s = aQ^b$ unique (Figure 8.17), ce qui est lié à une grande variabilité de la disponibilité des MES au cours de l'année pour un même débit. Une méthode comparable a été utilisée sur les deux cours d'eau pour réduire cette variabilité et estimer les coefficients a et b . La forte diminution du coefficient a peut être interprétée comme un stock de sédiments plus faible ou plus difficilement mobilisable sur la grande rivière (Morgan, 1995). Le paramètre b peut être interprété comme la puissance érosive de la rivière (Morgan, 1995) qui serait donc comparable pour les deux cours d'eau.

Cette observation rejoint une étude réalisée par Laguionie (2007) sur 28 bassins versants issus de la base de données USGS, de lithologie et de superficie (entre 3 km² et 1 847 180 km²) différentes, qui montre que b augmente légèrement avec l'aire drainée, alors que le coefficient a diminue.

Références

- Anctil F, Rousselle J, Lauzon N, 2005. *Hydrologie. Cheminement de l'eau*. Presses Internationales Polytechniques. Ecole Polytechnique de Montréal, 317 p.
- Cerdan O, Le Bissonnais Y, Govers G, Lecomte V, van Oost K, Couturier A, King C, Dubreuil N, 2004. Scale effect on runoff from experimental plots to catchments in agricultural areas in Normandy. *Journal of Hydrology*, 299, 4-14.
- Laguionie P, 2007. Mesures in situ et modélisation du transport des sédiments en rivière. Application au bassin versant de la Vilaine. Thèse de l'Université de Rennes 1, 331 p.
- Langevin C, Minoux L, L'Homer A, Lautridou J P, Dassibat C, Verron G, 1984. Carte géologique d'Avranches à 1/50 000 et notice explicative. Editions du BRGM.
- Lefrançois J, 2007. Dynamique et origines des matières en suspension sur petits bassins versants agricoles sur schiste, Thèse de l'Université de Rennes 1.
- Lefebvre J, 1986. *Mesure des débits et des vitesses des fluides*. Collection mesures physiques. Masson, 285 p.
- Linsley R K, Kohler M A, Paulhus J L H, 1958. *Hydrology for Engineers*. McGRAW –Hill Book Company, 333 p.
- Morgan R P C (1995). *Soil erosion and conservation*. 2nd Ed, Longman, London, 227 p.
- Musy A, Higy C, 2004. *Hydrologie une science de la nature*. Collection gérer l'environnement. Presses Polytechniques et Universitaires Romandes, 21, 314 p.
- Scanlon T M, Kiely G, Xie Q, 2004. A nested catchment approach for defining the hydrological controls on non-point phosphorus transport. *Journal of Hydrology*, 291, 218-231.
- Smith H et Dragovich D, 2009. Interpreting sediment delivery processes using suspended sediment-discharge hysteresis patterns from nested upland catchments, south-eastern Australia. *Hydrological Process*, 23, 2415-2426.
- Vanmaerke M, Poesen J, Verstraeten G, Vente J, Ocakoglu F, 2011. Sediment yield in Europe: spatial patterns and scale dependency. *Geomorphology*, 130, 142-161.

CONCLUSION GENERALE

Rappel des objectifs de la thèse

Les objectifs principaux de la thèse étaient, d'une part, de mesurer et décrire la dynamique temporelle des matières en suspension (MES) dans un petit bassin versant de l'Ouest de la France, d'autre part, de mettre en relation cette dynamique avec les origines des MES, les déterminants climatiques et l'ordre des cours d'eau.

Le cours d'eau étudié, le Moulinet, draine un bassin versant agricole, dédié essentiellement à l'élevage bovin, d'une superficie de 4,53 km², situé en Basse-Normandie. Les flux de MES y sont suivis depuis plusieurs années dans le cadre de l'Observatoire de Recherche en Environnement « Petits Fleuves Côtiers » (ORE PFC). Ce cours d'eau est représentatif des cours d'eau de l'Ouest de la France dont la qualité des habitats biologiques (frayères à Salmonidés) est dégradée par les sédiments fins. Lefrançois (2007) a montré le rôle important de la destruction des berges par le bétail pour la production de ces sédiments. Ce site d'étude est décrit dans le chapitre II.

Mesure du transport sédimentaire

Dans un cours d'eau, le transport sédimentaire se partage entre le transport de fond par charriage et le transport en suspension. Les chapitres III et IV de la thèse se sont attachés à approfondir la mesure de ces deux types de transport dans le Moulinet.

La taille granulométrique des sédiments déposés dans le fond du cours d'eau à l'automne en période hors crue va des graviers aux limons, avec très peu d'argile. C'est un matériau bien classé avec un **grain médian compris entre 0,6 et 10 mm** selon les endroits.

Les sédiments piégés ont une granulométrie assez proche de ces sédiments déposés. Leur diamètre médian est compris entre 1,3 et 7,5 mm pour différentes périodes de crue, avec prédominance des cailloux, graviers et sables. Il est compris entre 0,03 et 2 mm en période hors crue, avec prédominance des limons et sables fins.

Les sédiments charriés sont logiquement plus grossiers que les matières en suspension. Pour le Moulinet, **la tension réduite de frottement critique de Shields, τ_{*cr} , est de 0,052**. A noter que ce seuil critique se situe dans la gamme publiée dans la littérature (Graf, 2000). Avec cette tension critique, **les sédiments de diamètre médian 8 mm sont susceptibles d'être mis en suspension pour les débits supérieurs à 75 l/s**. Or sur ce cours d'eau, 25% des débits moyens journaliers sont supérieurs à 75 l/s (Tableau 5.2), et cette valeur est généralement dépassée en débit de base hivernal (Figure 7.13). En crue, les pics de débit dépassent aussi très largement cette valeur puisque 75% des pics de débit sont supérieurs à 136 l/s (Tableau 7.1). **Les limons (2 à 63 μ m), et a fortiori les argiles (jusqu'à 2 μ m), sont très facilement mis en suspension**. Lors d'une période sans charriage, avec un débit maximal d'environ 40 l/s, la taille maximale des rares sédiments piégés était de 100 μ m.

Il existe donc toute une gamme granulométrique de particules qui peuvent se mettre en suspension : les argiles et les limons quasiment pour toutes les conditions hydrauliques rencontrées, les sables et les graviers lors des fortes crues. Ceci est à rapprocher de la forte variabilité de la relation [MES] – turbidité observée lors de l'étalonnage du turbidimètre et au cours des crues. En effet nous avons vérifié après plusieurs auteurs (Ward *et al.*, 1980 ; Clifford *et al.*, 1995 ; Gippel, 1995 ; Lefrançois, 2007), par des expérimentations au laboratoire, que le turbidimètre utilisé était très sensible à la taille des particules, surtout des plus fines, de la taille des limons et encore plus des argiles.

Cette étude expérimentale apporte plusieurs résultats originaux. **Le turbidimètre reste très sensible à la concentration des particules les plus fines lorsque celles-ci sont mélangées à des particules plus grossières. La turbidité spécifique (turbidité divisée par la concentration des MES) varie linéairement avec l'inverse du diamètre moyen des particules (distribution granulométrique basée sur la surface). La turbidité spécifique d'un mélange est la somme des turbidités spécifiques associées à chaque fraction granulométrique, pondérées par leur proportion dans le mélange.**

In situ la turbidité spécifique est très variable, dans la même gamme que pour les fractions granulométriques utilisées au laboratoire (comprises entre quelques μm et 300 μm). Pour les crues importantes, au-delà d'un certain débit (autour de 100 l/s), la turbidité spécifique est plus faible en montée de crue qu'en décrue, à débit égal. Nous avons donc émis **l'hypothèse de MES plus grossières en montée de crue qu'en décrue**. Les résultats concernant le charriage montrent qu'aux débits supérieurs à 75 l/s des particules de taille supérieure aux sables peuvent être mises en suspension, et que les limons et argiles sont mobilisées quel que soit le débit. La turbidité spécifique est sensible à l'abondance des limons et argiles par son numérateur (turbidité) et à l'abondance des sables ou graviers par son dénominateur ([MES]). C'est vraisemblablement la concentration en MES grossières qui explique le décalage de la turbidité spécifique entre la montée et la décrue. Ceci n'a pas pu être totalement confirmé car les analyses granulométriques au laser montrent un matériau argilo-limoneux assez homogène au cours des crues et entre les différentes crues, mais sont très imprécises pour caractériser les particules plus grossières. Une question non élucidée est de comprendre pourquoi la turbidité spécifique varie peu lorsque le débit varie beaucoup, en montée de crue ou en décrue (Figure 4.12 b).

En théorie il semble bien possible de prédire la turbidité spécifique connaissant la taille granulométrique moyenne des MES, et vice versa. Mais ce type d'analyse est difficile en milieu naturel.

Dynamique temporelle des flux de MES sur le Moulinet

Les enregistrements à haute fréquence temporelle du débit et de la turbidité ont permis une analyse à différentes échelles temporelles (année, mois et saison, jour, crue) de la dynamique des MES. **Les flux solides annuels sont de l'ordre de 60 tonnes/km²**, ce qui place le bassin du Moulinet parmi des bassins relativement productifs de MES, en climat océanique de topographie modérée (Vanmaercke *et al.*, 2011). Les flux solides sont relativement importants compte-tenu des caractéristiques du bassin versant qui devraient le

rendre a priori peu sensible à l'érosion : les parcelles agricoles sont majoritairement des prairies, le bocage est dense et les pentes sont faibles. D'après Lefrançois *et al.* (2007), ces flux importants sont attribués à la dégradation des berges par le bétail.

Nous avons montré dans le chapitre V que les flux solides sont répartis au cours de l'année de manière très hétérogène et ne sont pas reliés de manière simple aux variations des flux hydriques :

- Les flux solides se produisent toute l'année mais sont un peu plus élevés **en automne**, alors que les flux hydriques sont plus élevés en hiver.
- Leur variabilité inter-mensuelle est parfois très forte. En particulier les flux solides augmentent spectaculairement en **mai** et **octobre** pendant certaines années, alors que les conditions hydrologiques varient peu dans le même temps.
- De façon générale, la plus grande partie des flux solides annuels est mobilisée **en un petit nombre de jours**. Cette répartition très hétérogène existe pour les flux hydriques mais de manière atténuée.

Le débit ne semble donc pas être le seul déterminant du transport solide dans le Moulinet. Les variations de disponibilité des particules expliquent sans doute la différence observée entre les dynamiques des flux hydriques et solides. D'ores et déjà nous pouvons émettre l'hypothèse d'un stock de sédiments facilement mobilisable à la fin de l'été, remis en suspension en l'automne, et qui est moins important en hiver. Les très fortes augmentations du flux solide pendant certains mois d'octobre ou mai pourraient être dues à des conditions favorables à l'érosion, soit liées au calendrier d'occupation du sol et des pratiques agricoles soit à des conditions climatiques extrêmes. Ces hypothèses ont été étudiées et précisées à l'échelle de la crue en mettant en œuvre deux approches, de modélisation et statistique, dans les chapitres VI et VII.

L'ensemble des 142 crues étudiées entre octobre 2005 et septembre 2008 est constitué **majoritairement de petits événements**, présentant un débit modéré : 50 % des crues ont des montées de crue qui durent moins de 160 mn, et 50% ont un pic de débit inférieur à 180 l/s. Ces crues sont majoritaires en hiver, déclenchées par de faibles pluies, l'augmentation du débit reste faible, comme sa vitesse de montée, ce qui correspond aussi à un temps de montée souvent plus long qu'aux autres saisons. A l'opposé, les crues les plus fortes avec un débit élevé au pic de crue sont donc plus rares. Elles correspondent à une montée de débit rapide. Quelques débits au pic de crue dépassent 1000 l/s.

Il est très vraisemblable que **les crues d'hiver sont alimentées par la nappe peu profonde**, très réactive à la pluie quand les sols sont humides. A l'inverse, en été de fortes pluies sont nécessaires pour déclencher une crue, l'augmentation du débit est alors très importante et très rapide. Il est vraisemblable que **les crues d'été sont alimentées par du ruissellement hortonien**. Ces différences de fonctionnement hydrologique au cours des crues sont marquées entre l'hiver et l'été, le printemps et l'automne correspondant à un fonctionnement intermédiaire.

Les caractéristiques du bassin versant du Moulinet expliquent ce fonctionnement hydrologique. C'est un bassin a priori peu propice au ruissellement : les pentes des versants

sont modérées, l'occupation du sol est majoritairement en prairies (53% de la surface du bassin en 2006, 48% en 2008) situées le plus souvent en bordure du cours d'eau (80% des parcelles ripariennes en prairies), le linéaire bocager est encore très présent. Gascuel *et al.* (2011) ont estimé à seulement 3 % de l'aire drainée totale, la surface occupée par des parcelles cultivées directement connectées au cours d'eau ou connectées par des routes et surfaces imperméables. Seules les pluies de très forte intensité sont donc susceptibles de produire du ruissellement. Le reste du temps le cours d'eau est alimenté par la nappe d'altérite, qui soutient en permanence le débit d'étiage y compris lors des étés les plus secs.

L'ensemble des 142 crues étudiées est constitué **en majorité de crues relativement peu exportatrices de MES** : 50% présentent une concentration maximale des MES inférieure à 360 mg/l, et 50% un flux solide en montée de crue inférieur à 390 kg (87 kg/km²). A l'opposé, les plus fortes concentrations de MES peuvent dépasser 4 g/l et le flux solide maximal enregistré en montée atteint 35 tonnes (8t/km²). La part importante de quelques événements exceptionnels dans les flux solides annuels a déjà été soulignée dans le chapitre V, à l'échelle journalière, qui est sur ce bassin l'échelle temporelle compatible avec la durée d'une crue. **Les crues avec un pic important de [MES] correspondent aussi à une rapide augmentation de [MES] en montée de crue**, et sont donc peut-être associées à des MES facilement mobilisables ou à des conditions hydrologiques favorisant leur mobilité.

La mobilisation des MES (concentration maximale et flux solide en montée de crue) est liée aux conditions hydrologiques mais pas de manière simple. C'est ainsi que **la concentration maximale en MES est mieux corrélée à la vitesse de montée du débit** qu'au débit maximal, soit parce qu'une vitesse élevée favorise par les turbulences engendrées la remise en suspension des sédiments soit parce qu'elle est indicatrice du ruissellement et de l'érosion. La mobilisation des MES ne dépend pas des conditions hydrologiques, ni de leur concentration avant la crue.

Les différences saisonnières de mobilisation des MES sont cette fois surtout marquées entre l'hiver et le printemps, alors que les conditions hydrologiques diffèrent surtout entre l'hiver et l'été. **Les crues d'hiver sont majoritairement moins exportatrices de MES** (concentration maximale et flux solide), ce qui va de pair avec des débits et des vitesses de montée plus faibles, et l'alimentation du cours d'eau par la nappe à cette saison. Ces petites à moyennes crues ne s'accompagnent ni de ruissellement ni d'érosion. Les débits de base plus élevés à cette saison limitent vraisemblablement aussi le stockage des sédiments dans le cours d'eau entre les crues. **Les crues qui mobilisent le plus de MES se produisent au printemps**, ou parfois à l'automne et en été. En particulier **en mai 2008, plusieurs crues ont mobilisé des quantités de MES exceptionnelles**, pour des conditions hydrologiques « normales ». Ces flux solides exceptionnels s'expliquent par la forte érosion de parcelles fraîchement labourées et semées en maïs, érosion provoquée par une série de pluies survenues à cette période à risque. Octobre est une autre période à risque à cause des parcelles labourées et semées en céréales d'hiver.

Ces deux origines de MES, **un stock de sédiments** dans le cours d'eau remis en suspension pendant les crues, et **l'érosion de la surface du sol** des versants, s'accordent aux observations de terrain et aux connaissances déjà acquises sur le bassin versant du Moulinet (Lefrançois, 2007). Elles ont été quantifiées par modélisation sur une vingtaine de crues. On retrouve certaines conclusions de l'analyse statistique.

Le stock de sédiments n'est pas limitant au cours d'une crue en hiver (faible crue) et d'une crue en été (stock initial important). Un **stock de sédiments limitant** est observé pour des crues se produisant **en fin d'automne et en hiver**. Les **conditions hydrologiques moyennes** (débit maximal et vitesse de montée du débit) de ces crues correspondent plus à l'augmentation de la contribution de la nappe qu'à du ruissellement. Si la disponibilité des sédiments diminue rapidement au cours de la crue, c'est peut-être qu'à ces saisons, le débit de base élevé entre les crues mobilise en permanence les particules les plus disponibles dans le fond du cours d'eau. **L'érosion** des versants intervient pour d'autres crues **entre la fin de l'automne et le printemps**, lorsque les conditions sont réunies pour provoquer du ruissellement et l'érosion : fortes pluies, sols plus humides en automne et hiver, couverture végétale moins abondante en particulier au printemps après le labour et au début de la croissance du maïs. Les **conditions hydrologiques extrêmes** (débit maximal et vitesse de montée du débit) de ces crues correspondent plus à l'augmentation du ruissellement qu'à la contribution de la nappe.

Le travail de modélisation a confirmé en partie les interprétations de la littérature concernant la typologie des relations entre le flux solide Q_s et le débit Q au cours des crues : les relations **univoques** correspondent à la remise en suspension d'un **stock de sédiments non limitant**, les relations **d'hystérésis horaire** correspondent à la remise en suspension d'un **stock dont la disponibilité diminue** au cours de la crue. Mais il a aussi apporté une autre interprétation originale des relations **d'hystérésis les mieux marquées**. Ces relations sont associées à des crues de très forts débit maximum et vitesse de montée du débit, ce qui correspond vraisemblablement à du ruissellement qui intervient dès la montée de crue. Dans ce cas la **quasi-totalité du stock de sédiments est exporté**, sans doute à cause de la forte énergie hydraulique associée à ces conditions en montée de crue. **L'érosion des sols se met aussi rapidement en place pendant la montée de crue**. Le cumul des deux origines de MES et la forte vitesse de montée du débit conduisent à des vitesses de montée du flux solide également importantes. Tout ceci explique que ces crues présentent les hystérésis les plus marquées.

Le modèle utilisé a permis d'estimer les paramètres a et b de la loi puissance entre le flux solide et le débit pour le ruisseau du Moulinet, au cours des différentes crues. Ces mêmes paramètres ont été aussi estimés à l'échelle journalière pour l'ensemble des conditions hydrologiques rencontrées au cours de l'année hydrologique (chapitre V). **Au cours des crues, le paramètre a varie très largement, entre $4 \cdot 10^3$ et $2 \cdot 10^7$** , alors que son estimation pour toute l'année hydrologique (entre $0,8 \cdot 10^3$ et $13,7 \cdot 10^3$) est proche de la plus faible valeur estimée en crue. **Au cours des crues, le paramètre b varie entre 0,97 et 5,25**, alors

que son estimation pour **toute l'année hydrologique (entre 1,66 et 2,83)** est resserrée autour de la moyenne estimée en crue.

Si le paramètre a exprime la disponibilité des sédiments à être mobilisés (Morgan, 1995), les fortes valeurs obtenues pour le Moulinet par rapport à la littérature sont vraisemblablement dû au stock important de sédiments fins, en grande partie produit par la dégradation des berges par le bétail. Ce stock s'accumule au bord ou dans le fond du cours d'eau du fait de sa faible capacité de transport hors crue. Le paramètre a est très variable au cours de l'année marquant une présence discontinue des bovins dans les prairies ripariennes.

Si le paramètre b exprime le pouvoir érosif du cours d'eau (Morgan, 1995), celui du Moulinet ne se différencie pas particulièrement des autres cours d'eau de la littérature. Bien que ce soit un ruisseau de faible énergie hydraulique, la granulométrie très fine des sédiments intervient peut-être pour augmenter ce paramètre.

Premiers éléments de comparaison avec un cours d'eau d'ordre supérieur

Au cours de cette thèse, nous avons mis en place le dispositif de suivi du débit et des concentrations de MES sur l'Oir, rivière dont le Moulinet est un affluent. Presque deux années de suivi ont permis d'obtenir des premiers éléments de comparaison entre les deux cours d'eau. Les conclusions ci-dessous doivent être consolidées en poursuivant les suivis, étant donné la forte variabilité interannuelle des flux hydriques et solides.

Les flux hydriques spécifiques (par km²) annuels sont comparables sur les deux cours d'eau, ce qui permet de penser que le fonctionnement hydrologique de leurs bassins est similaire. **Les flux solides spécifiques annuels sont par contre plus élevés sur le bassin versant d'ordre inférieur, le Moulinet**, ce qui est souvent observé pour ces types de bassin dans l'Ouest de la France. **Les têtes de bassin sont relativement plus productives en MES** que les surfaces plus en aval (Viel *et al.*, 2012). On y observe en effet une plus grande dégradation des berges par le bétail et une meilleure connectivité des parcelles cultivées au cours d'eau, alors que plus à l'aval la présence de végétation au fond du cours d'eau et d'une ripisylve sur les berges empêchent l'accès du bétail et les apports de particules issues des versants. Par ailleurs sur l'Oir, il est possible que les apports des affluents comme le Moulinet soient dilués par les eaux moins chargées d'autres affluents, par exemple le cours d'eau de la Roche (Massa, 2000). Les concentrations journalières en [MES] sur le Moulinet sont quasiment toujours très supérieures aux concentrations sur l'Oir.

Sur les deux cours d'eau, la plus grande partie des flux solides annuels est mobilisée en quelques jours seulement associés aux événements extrêmes. **A l'échelle de la crue, le bassin du Moulinet est plus réactif à la pluie**, avec des montées et décrues plus rapides que sur l'Oir, pour le débit et le flux solide.

En conclusion, cette thèse représente une étude très approfondie d'un petit bassin versant en Basse-Normandie. Ce bassin versant peut être considéré comme représentatif des petits bassins d'élevage surtout bovin, avec une occupation du sol a priori peu propice à l'érosion (prairies, haies), mais où quelques pratiques sont à risque et provoquent des flux

importants de MES. Ces pratiques sont l'accès du bétail au cours d'eau qui dégrade les berges, le labour et les sols nus sur les parcelles en céréales d'hiver ou en maïs. Ce travail doit être mené sur d'autres bassins versants dans l'Ouest de la France, afin d'établir leur typologie en fonction des pratiques et des périodes à risque.

Ce travail a aussi été l'occasion d'approfondissements méthodologiques des mesures du charriage et de la turbidité dans les petits cours d'eau.

Différentes pistes peuvent être envisagées pour prolonger ce travail :

- Compléter l'analyse du charriage à partir des données acquises sur le piégeage des particules fines
- Poursuivre la modélisation à l'échelle de la crue pour relier de manière statistique les origines des MES aux déterminants climatiques et anthropiques
- Poursuivre le suivi et la comparaison des flux solides sur l'Oir avec le Moulinet
- Mener des études similaires sur d'autres bassins versants dans l'Ouest de la France pour établir une typologie de leur fonctionnement en matière de flux solide

Enfin une des perspectives de ma recherche sera d'appliquer aux rivières du Laos la diversité des approches menées dans ma thèse.

Références

- Clifford N J, Richards K S, Brown R A and Lane S N, 1995. Laboratory and field assessment of an infrared turbidity probe and its response to particle size and variation in suspended sediment concentration. *Hydrological Sciences*, 40 (6), 771-791.
- Gascuel-Odoux Chantal, Aurousseau Pierre, Doray Thibaut, 2011. Incorporating landscape features to obtain an object-oriented landscape drainage network representing the connectivity of surface flow pathways over rural catchments. *Hydrological Processes*, 25, 3625-3636.
- Gippel J C, 1995. Potential of turbidity monitoring of measurement the transport of suspended solide in stream. *Hydrological Processes*, 9, 83-97.
- Graf W H & Altinakar M S, 2000. *Hydraulique Fluviale; Ecoulement et phénomènes de transport dans les canaux à géométrie simple*. V.16. Presses Polytechniques et Universitaires Romandes, 627 p.
- Lefrançois J, 2007, Dynamique et origines des matières en suspension sur petits bassins versants agricoles sur schiste, Thèse de l'Université de Rennes 1, 260 p.
- Massa F, 2000. Sédiments, physico-chimie du milieu interstitiel et développement embryolaire de la truite commune (*Salmo trutta*). Etude en milieu naturel anthropisé et en conditions contrôlées. Doctorat de 3^{ème} cycle, Sciences de l'environnement, Institut National d'Agronomie Paris-Grignon, 214p.
- Morgan R P C, 1995. *Soil erosion and conservation*. 2nd Ed, Longman, London, 227 p.
- Vanmaerke M, Poesen J, Verstraeten G, Vente J, Ocakoglu F, 2011. Sediment yield in Europe: spatial patterns and scale dependency. *Geomorphology*, 130, 142-161.
- Viel V, Vongvixay A, Grimaldi C, Delahaye D, 2012. Dynamique temporelle des flux sédimentaires dans les bassins versants agricoles. Chapitre de l'ouvrage *Le climat change dans le Grand Ouest: évaluation, impacts, perceptions*. Eds: Merot P, Delahaye D, Dubreuil D, Desnos P. À paraître aux Presses Universitaires de Rennes.
- Ward P R B, Asce M, and Chikwanha R, 1980. Laboratory measurement of sediment by turbidity. *Journal of the Hydraulics Division*, 106(6), 1041-1053.

ANNEXES

A 1.1 : Granulométrie

➤ Les formules pour calculer les Q_i , q_i :

x ou d : diamètre des grains (mètre)

Q_3 ou P_3 : probabilité cumulé en volume qui est donné par machine. On a la formule

$$Q_3(x_i) = \frac{\sum_{j=1}^i V(x_j)}{\sum_{j=1}^{\infty} V(x_j)} = \frac{\sum_{j=1}^i m(x_j)}{\sum_{j=1}^{\infty} m(x_j)}$$

$V(x_j)$, $m(x_j)$: volume et masse de la class j [$x_{j-1} < x < x_j$]

$m(x_j) = \rho V(x_j)$

$V(x_j) = [Q_3(x_i) - Q_3(x_{i-1})] \sum_{j=1}^{\infty} V(x_j) = [Q_3(x_i) - Q_3(x_{i-1})] V$

ρ : masse volumique des particules

$q_3(x_i)$ ou $p_3(x_i)$: densité de probabilité en volume de la classe i

$$q_3(x_i) = \frac{dQ_3(x_i)}{dx_i}$$

Avec coordonné normalisé q_{3cn} : $\begin{cases} dQ_3(x_i) = Q_3(x_i) - Q_3(x_{i-1}) \\ dx_i = x_i - x_{i-1} \end{cases}$

Avec coordonné a abscisses logarithmiques q_{3cal} : $\begin{cases} dQ_3(x_i) = Q_3(x_i) - Q_3(x_{i-1}) \\ dx_i = \log(x_i/x_{i-1}) \end{cases}$

$N(x_i)$: nombre de particule de la classe i

$$N(x_i) = \frac{V(x_i)}{\pi x_i^3 / 6}$$

$Q_0(x_i)$ ou $P_0(x_i)$: probabilité cumulé en nombre de la classe i

$$\begin{aligned} Q_0(x_i) &= \frac{\sum_{j=1}^i N(x_j)}{\sum_{j=1}^{\infty} N(x_j)} = \frac{\sum_{j=1}^i 6V(x_j)/\pi x_j^3}{\sum_{j=1}^{\infty} 6V(x_j)/\pi x_j^3} = \frac{\sum_{j=1}^i (Q_3(x_j) - Q_3(x_{j-1}))/x_j^3}{\sum_{j=1}^{\infty} (Q_3(x_j) - Q_3(x_{j-1}))/x_j^3} \\ &= \frac{\sum_{j=1}^i q_3(x_j) d(x_j)/x_j^3}{\sum_{j=1}^{\infty} q_3(x_j) d(x_j)/x_j^3} \end{aligned}$$

$q_0(x_i)$ ou $p_0(x_i)$: densité de probabilité cumulé en nombre de la classe i

$$\begin{aligned} q_0(x_i) &= \frac{dQ_0(x_i)}{d(x_i)} = \frac{Q_0(x_i) - Q_0(x_{i-1})}{d(x_i)} = \frac{1}{d(x_i)} \left[\frac{\sum_{j=1}^i \frac{q_3(x_j) d(x_j)}{x_j^3}}{\sum_{j=1}^{\infty} \frac{q_3(x_j) d(x_j)}{x_j^3}} - \frac{\sum_{j=1}^{i-1} \frac{q_3(x_j) d(x_j)}{x_j^3}}{\sum_{j=1}^{\infty} \frac{q_3(x_j) d(x_j)}{x_j^3}} \right] \\ &= \frac{1}{d(x_i)} \frac{\frac{q_3(x_i) d(x_i)}{x_i^3}}{\sum_{j=1}^{\infty} \frac{q_3(x_j) d(x_j)}{x_j^3}} = \frac{q_3(x_i)}{x_i^3} \frac{1}{\sum_{j=1}^{\infty} \frac{q_3(x_j) d(x_j)}{x_j^3}} \end{aligned}$$

$S(x_i)$ ou $A(x_i)$: surface de particule de la classe i

$$S(x_i) = N(x_i) \pi x_i^2 / 4 = 3V(x_i) / 2x_i$$

$Q_2(x_i)$ ou $P_2(x_i)$: probabilité cumulé en surface de la classe i

$$\begin{aligned} Q_2(x_i) &= \frac{\sum_{j=1}^i S(x_j)}{\sum_{j=1}^{\infty} S(x_j)} = \frac{\sum_{j=1}^i 3V(x_j)/2x_j}{\sum_{j=1}^{\infty} 3V(x_j)/2x_j} = \frac{\sum_{j=1}^i (Q_3(x_j) - Q_3(x_{j-1}))/x_j}{\sum_{j=1}^{\infty} (Q_3(x_j) - Q_3(x_{j-1}))/x_j} \\ &= \frac{\sum_{j=1}^i q_3(x_j)d(x_j)/x_j}{\sum_{j=1}^{\infty} q_3(x_j)d(x_j)/x_j} \end{aligned}$$

$q_2(x_i)$ ou $p_2(x_i)$: densité de probabilité cumulé en surface de la classe i

$$\begin{aligned} q_2(x_i) &= \frac{dQ_2(x_i)}{d(x_i)} = \frac{Q_2(x_i) - Q_2(x_{i-1})}{d(x_i)} = \frac{1}{d(x_i)} \left[\frac{\sum_{j=1}^i \frac{q_3(x_j)d(x_j)}{x_j}}{\sum_{j=1}^{\infty} \frac{q_3(x_j)d(x_j)}{x_j}} - \frac{\sum_{j=1}^{i-1} \frac{q_3(x_j)d(x_j)}{x_j}}{\sum_{j=1}^{\infty} \frac{q_3(x_j)d(x_j)}{x_j}} \right] \\ &= \frac{1}{d(x_i)} \frac{\frac{q_3(x_i)d(x_i)}{x_i}}{\sum_{j=1}^{\infty} \frac{q_3(x_j)d(x_j)}{x_j}} = \frac{q_3(x_i)}{x_i} \frac{1}{\sum_{j=1}^{\infty} \frac{q_3(x_j)d(x_j)}{x_j}} \end{aligned}$$

$d_{50}(Q_i)$: diamètre du grain en volume, surface, nombre que correspondant i= 3, 2, 0.

Où $Q_i(x_{50})=50 \%$

$\bar{d}(q_i)$: diamètre moyen en volume, surface, nombre correspondant i= 3, 2, 0.

$$\bar{d} = \int_0^{\infty} x q_i(x) dx$$

d_{turb} : diamètre de la turbidité, est déterminé par formule :

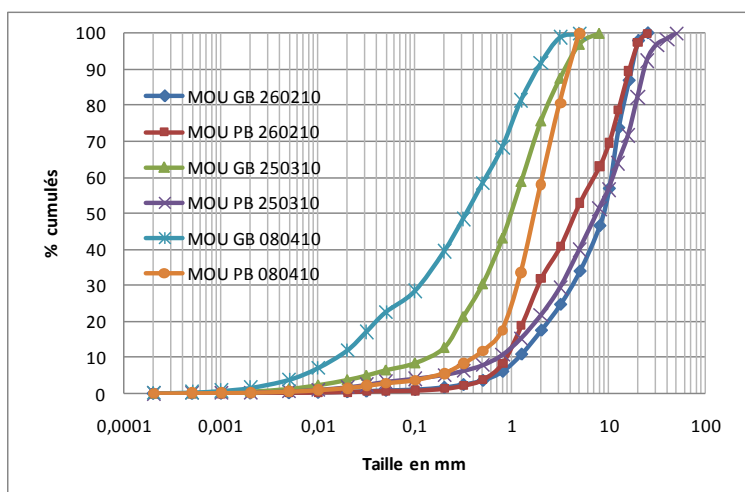
$$\sum_i \frac{V_i}{\bar{d}_i} = \frac{V}{d_{turb}}$$

Tableau A1.1 : Répartitions granulométriques des échantillons piégés du 26/02/2010 au 13/09/2010.

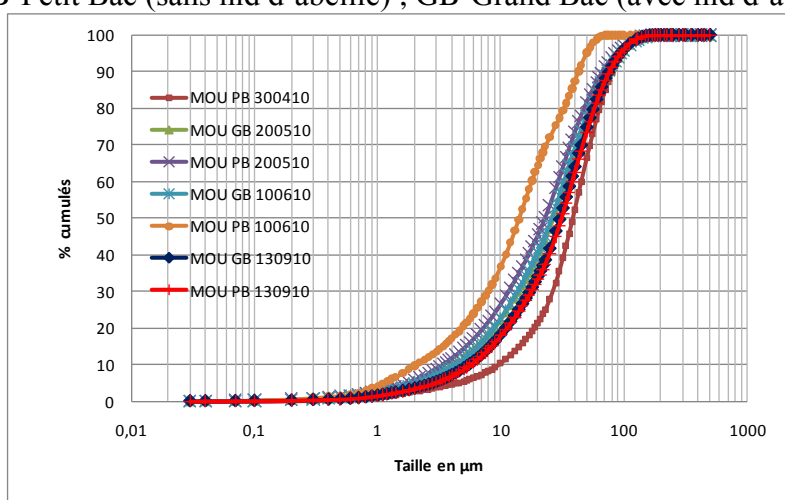
Echantillon	%	Argile 0 - 2 µm	Limons 2 - 63 µm	Sables fins 63 - 200 µm	Sables grosiers 0.2 - 2.0 mm	Graviers 2- 20 mm	Cailloux 20 -200 mm	Grain moyen en mm	S0	Sk	Matière organique, %
MOU PB 260210	Partiels	0,07	0,63	0,58	30,65	65,47	2,60	4,3	2,7	1,0	2,2
	Cumulés	0,07	0,70	1,28	31,93	97,40	100,00				
MOU PB 250310	Partiels	0,2	3,4	1,5	16,5	60,4	18,0	7,5	2,6	0,8	3,2
	Cumulés	0,2	3,6	5,1	21,6	82,0	100,0				
MOU PB 080410	Partiels	0,2	3,0	2,4	52,3	42,1	-	1,8	1,7	0,7	6,1
	Cumulés	0,2	3,2	5,6	57,9	100,0	-				
MOU PB 300410	Partiels	2,6	76,9	20,5	-	-	-	0,04	1,6	0,9	16,6
	Cumulés	2,6	79,5	100,0	-	-	-				
MOU PB 200510	Partiels	5,8	82,7	11,5	-	-	-	0,023	2,1	0,7	8,8
	Cumulés	5,8	88,5	100,0	-	-	-				
MOU PB 100610	Partiels	9,7	89,7	0,6	-	-	-	0,014	2,1	0,9	10,0
	Cumulés	9,7	99,4	100,0	-	-	-				
MOU PB 050710	Partiels	0,3	5,5	3,7	36,1	52,8	1,6	2,5	2,9	0,9	2,7
	Cumulés	0,3	5,8	9,5	45,60	98,40	100,00				
MOU PB 130910	Partiels	3,3	80,1	16,6	-	-	-	0,03	1,9	0,8	6,5
	Cumulés	3,3	83,4	100,0	-	-	-				

Tableau A1.2 : Répartitions granulométriques des échantillons piégés du 06/10/201 au 24/02/2011

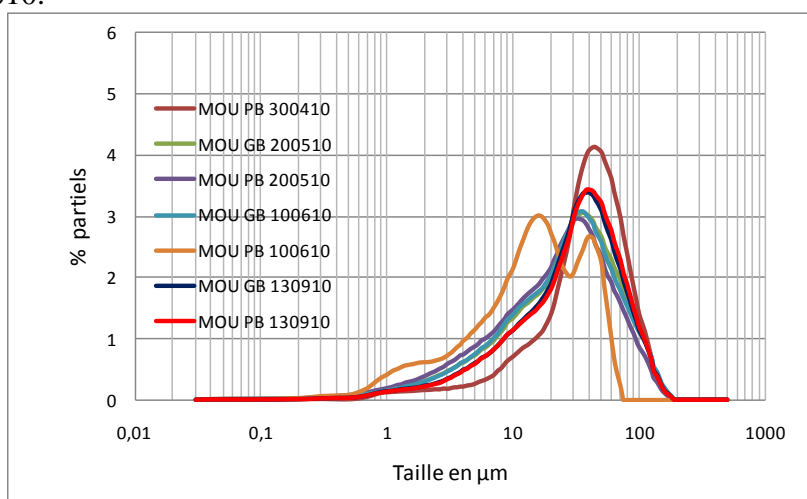
Echantillon	%	Argile 0 - 2 µm	Limons 2 - 63 µm	Sables fins 63 - 200 µm	Sables grossiers 0.2 - 2.0 mm	Graviers 2- 20 mm	Cailloux 20 -200 mm	Grain moyen en mm	S0	Sk	Matière organique, %
MOU PB 061010	Partiels	0,4	5,7	4,7	47,0	39,1	3,1	1,40	3,5	1,8	3,8
	Cumulés	0,4	6,1	10,8	57,80	96,90	100,00				
MOU PB 261010	Partiels	3,4	85,3	11,3	-	-	-	0,03	1,6	0,9	4,1
	Cumulés	3,4	88,7	100,0	-	-	-				
MOU PB 161110	Partiels	0,4	4,7	4,4	26,8	49,31	14,38	4,0	3,2	0,6	3,6
	Cumulés	0,4	5,1	9,5	36,3	85,62	100,00				
MOU PB 071210	Partiels	0,1	4,9	2,5	31,9	60,6	-	3,00	2,5	0,7	2,8
	Cumulés	0,1	5,0	7,5	39,4	100,00	-				
MOU PB 231210	Partiels	0,1	1,3	1,7	49,1	47,8	-	1,85	2,4	1,0	2,3
	Cumulés	0,1	1,4	3,1	52,2	100,00	-				
MOU PB 250111	Partiels	0,1	2,4	1,6	29,6	66,4	-	3,5	1,9	0,8	2,7
	Cumulés	0,1	2,5	4,1	33,6	100,00	-				
MOU PB 240211	Partiels	0,1	2,0	1,3	41,6	55,0	-	2,3	1,9	1,2	3,6
	Cumulés	0,1	2,1	3,4	45,0	100,00	-				



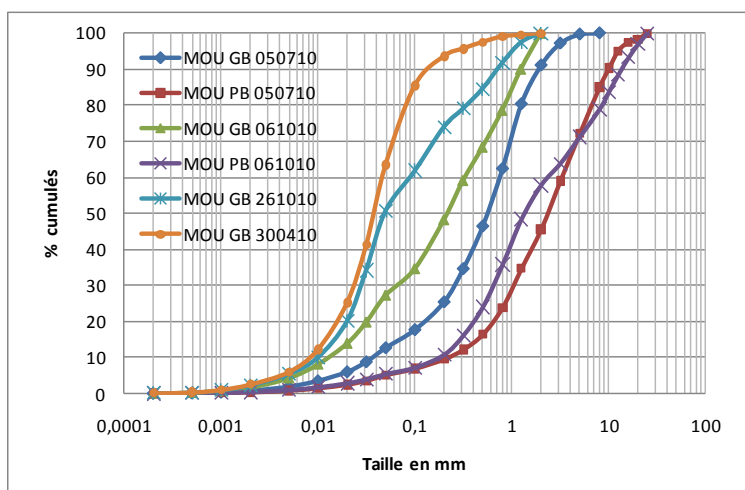
Courbes granulométrique cumulées des sédiments piégés entre 26/02/10 et 8/04/2010
*PB-Petit Bac (sans nid d'abeille) ; GB-Grand Bac (avec nid d'abeille)



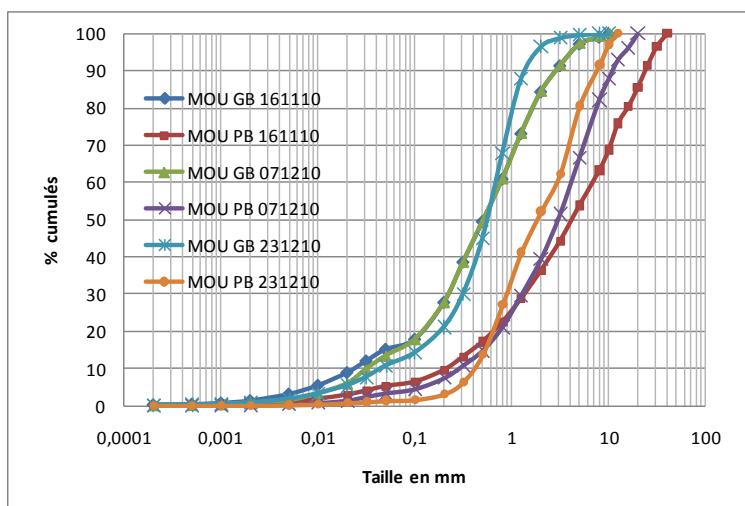
Courbes granulométriques cumulées des sédiments piégés entre 30/4/10 ; 20/5/10 ; 10/6/10 et 13/9/2010.



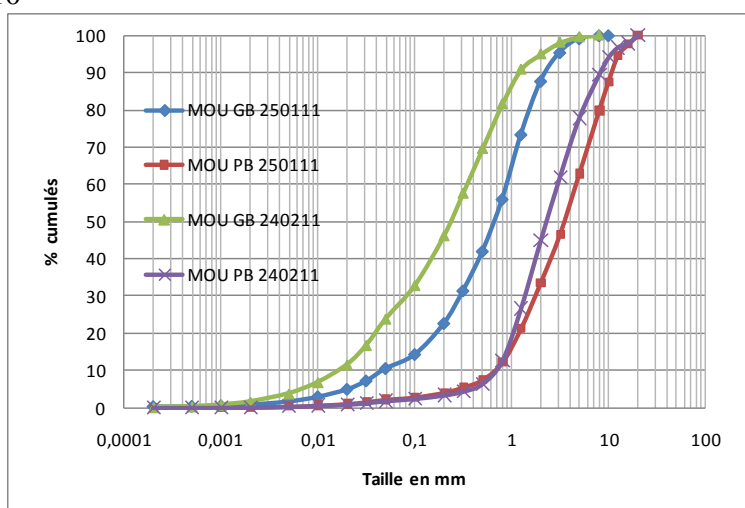
Courbes granulométriques partielles des sédiments piégés entre 30/4/10 ; 20/5/10 et 10/6/2010 et 13/9/2010.



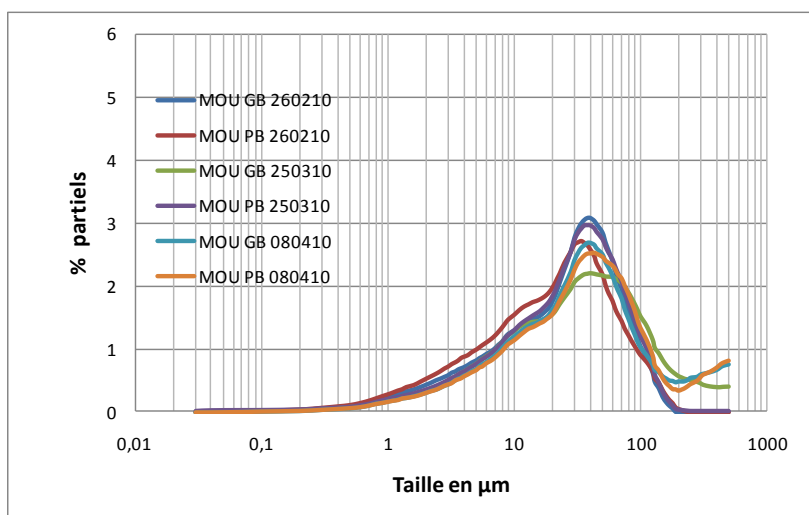
Courbes granulométriques cumulées des sédiments piégés entre 30/4/10 ; 5/7/10 ; 6/10/10 et 26/10/2010



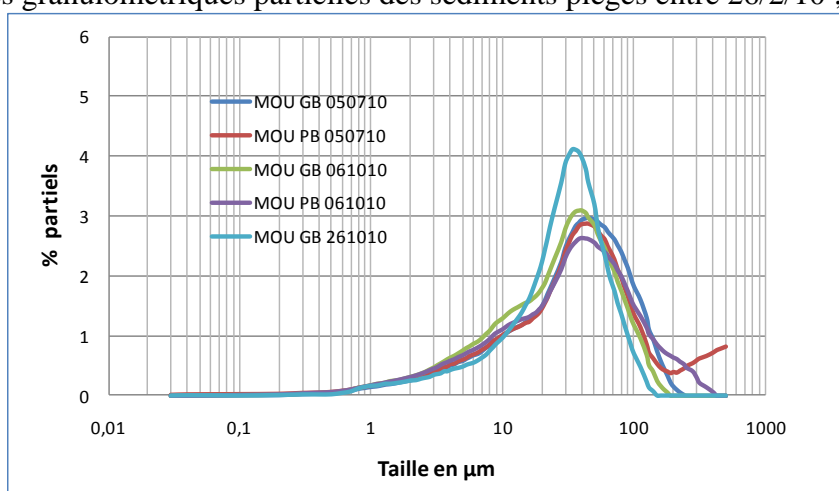
Courbes granulométriques cumulées des sédiments piégés entre 16/11/10 ; 7/12/10 ; et 23/12/10



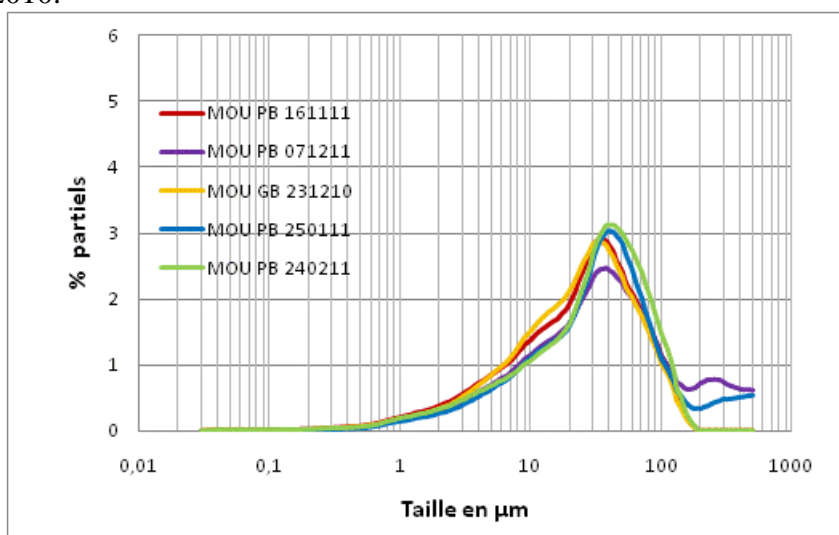
Courbes granulométriques cumulées des sédiments piégés entre 25/1/11 et 24/2/11



Courbes granulométriques partielles des sédiments piégés entre 26/2/10 ; 25/3/10 et 8/4/2010.



Courbes granulométriques partielles des sédiments piégés entre 5/7/10 ; 6/10/10 et 26/10/2010.



Courbes granulométriques partielles des sédiments piégés entre 16/11/10 ; 7/12/10 ; 25/1/11 et 24/2/2011.

A1.2: Fichier du calcul de frottement par la formule de Chézy

date	Débit l/s	Hauteur m	Vitesse m/s	B m	Pente de talus	A(m2)	P (m)
03/02/2010 12:00	71	0,133	0,63	0,825	0,434	0,117	1,11
03/02/2010 12:10	72	0,133	0,64	0,825	0,434	0,117	1,11
03/02/2010 12:20	71	0,133	0,63	0,825	0,434	0,117	1,11
03/02/2010 12:30	70	0,132	0,63	0,825	0,434	0,116	1,11
03/02/2010 12:40	72	0,133	0,64	0,825	0,434	0,117	1,11
03/02/2010 12:50	71	0,133	0,63	0,825	0,434	0,117	1,11
03/02/2010 13:00	71	0,134	0,63	0,825	0,434	0,118	1,12
03/02/2010 13:10	71	0,133	0,63	0,825	0,434	0,117	1,11
03/02/2010 13:20	68	0,133	0,61	0,825	0,434	0,117	1,11
03/02/2010 13:30	71	0,133	0,63	0,825	0,434	0,117	1,11
03/02/2010 13:40	71	0,133	0,63	0,825	0,434	0,117	1,11
03/02/2010 13:50	70	0,134	0,62	0,825	0,434	0,118	1,12
03/02/2010 14:00	70	0,133	0,62	0,825	0,434	0,117	1,11
03/02/2010 14:10	71	0,133	0,63	0,825	0,434	0,117	1,11
03/02/2010 14:20	70	0,133	0,62	0,825	0,434	0,117	1,11
03/02/2010 14:30	68	0,134	0,6	0,825	0,434	0,118	1,12
03/02/2010 14:40	66	0,133	0,59	0,825	0,434	0,117	1,11
.....
26/02/2010 03:40	217	0,255	0,95	0,825	0,434	0,239	1,38
26/02/2010 03:50	206	0,269	0,85	0,825	0,434	0,253	1,41
26/02/2010 04:00	238	0,285	0,92	0,825	0,434	0,270	1,45
26/02/2010 04:10	282	0,294	1,05	0,825	0,434	0,280	1,47
26/02/2010 04:20	273	0,299	1	0,825	0,434	0,285	1,48
26/02/2010 04:30	306	0,299	1,1	0,825	0,434	0,285	1,48
26/02/2010 04:40	282	0,302	1,02	0,825	0,434	0,289	1,48
26/02/2010 04:50	294	0,298	1,08	0,825	0,434	0,284	1,47
26/02/2010 05:00	255	0,294	0,95	0,825	0,434	0,280	1,47
26/02/2010 05:10	256	0,292	0,96	0,825	0,434	0,278	1,46
26/02/2010 05:20	231	0,288	0,88	0,825	0,434	0,274	1,45
.....
26/02/2010 10:20	152	0,235	0,73	0,825	0,434	0,218	1,34
26/02/2010 10:30	151	0,233	0,73	0,825	0,434	0,216	1,33
26/02/2010 10:40	149	0,231	0,73	0,825	0,434	0,214	1,33
26/02/2010 10:50	153	0,23	0,75	0,825	0,434	0,213	1,33
26/02/2010 11:00	148	0,226	0,74	0,825	0,434	0,209	1,32
26/02/2010 11:10	143	0,225	0,72	0,825	0,434	0,208	1,32
26/02/2010 11:20	146	0,216	0,77	0,825	0,434	0,198	1,30
26/02/2010 11:30	148	0,218	0,77	0,825	0,434	0,200	1,30
26/02/2010 11:40	128	0,218	0,67	0,825	0,434	0,200	1,30
26/02/2010 11:50	142	0,213	0,76	0,825	0,434	0,195	1,29
26/02/2010 12:00	142	0,216	0,75	0,825	0,434	0,198	1,30

Rh(m)	d90	C	τ	τ^*	(rS-r)/r	g/v^2	d*
0,105	0,018	20,61	9,17	0,031	1,650	3,8E+12	333
0,105	0,018	20,61	9,46	0,032	1,650	3,8E+12	333
0,105	0,018	20,61	9,17	0,031	1,650	3,8E+12	333
0,105	0,018	20,56	9,21	0,032	1,650	3,8E+12	333
0,105	0,018	20,61	9,46	0,032	1,650	3,8E+12	333
0,105	0,018	20,61	9,17	0,031	1,650	3,8E+12	333
0,106	0,018	20,66	9,12	0,031	1,650	3,8E+12	333
0,105	0,018	20,61	9,17	0,031	1,650	3,8E+12	333
0,105	0,018	20,61	8,59	0,029	1,650	3,8E+12	333
0,105	0,018	20,61	9,17	0,031	1,650	3,8E+12	333
0,105	0,018	20,61	9,17	0,031	1,650	3,8E+12	333
0,106	0,018	20,66	8,84	0,030	1,650	3,8E+12	333
0,105	0,018	20,61	8,88	0,030	1,650	3,8E+12	333
0,105	0,018	20,61	9,17	0,031	1,650	3,8E+12	333
0,105	0,018	20,61	8,88	0,030	1,650	3,8E+12	333
0,106	0,018	20,66	8,27	0,028	1,650	3,8E+12	333
0,105	0,018	20,61	8,04	0,028	1,650	3,8E+12	333
.....
0,173	0,018	24,95	14,22	0,049	1,650	3,8E+12	333
0,179	0,018	25,31	11,06	0,038	1,650	3,8E+12	333
0,187	0,018	25,70	12,57	0,043	1,650	3,8E+12	333
0,191	0,018	25,91	16,11	0,055	1,650	3,8E+12	333
0,193	0,018	26,02	14,49	0,050	1,650	3,8E+12	333
0,193	0,018	26,02	17,53	0,060	1,650	3,8E+12	333
0,195	0,018	26,09	15,00	0,051	1,650	3,8E+12	333
0,193	0,018	26,00	16,93	0,058	1,650	3,8E+12	333
0,191	0,018	25,91	13,19	0,045	1,650	3,8E+12	333
0,190	0,018	25,86	13,52	0,046	1,650	3,8E+12	333
0,188	0,018	25,77	11,44	0,039	1,650	3,8E+12	333
.....
0,163	0,018	24,41	8,78	0,030	1,650	3,8E+12	333
0,162	0,018	24,35	8,82	0,030	1,650	3,8E+12	333
0,161	0,018	24,29	8,86	0,030	1,650	3,8E+12	333
0,160	0,018	24,26	9,37	0,032	1,650	3,8E+12	333
0,158	0,018	24,15	9,21	0,032	1,650	3,8E+12	333
0,158	0,018	24,12	8,74	0,030	1,650	3,8E+12	333
0,153	0,018	23,84	10,23	0,035	1,650	3,8E+12	333
0,154	0,018	23,90	10,18	0,035	1,650	3,8E+12	333
0,154	0,018	23,90	7,71	0,026	1,650	3,8E+12	333
0,152	0,018	23,75	10,05	0,034	1,650	3,8E+12	333
0,153	0,018	23,84	9,71	0,033	1,650	3,8E+12	333

tau- critique	tau critique	flux*	flux (m3/m/s)	flux(kg/m/s)	flux(kg/10 mn)
0,055	16,024635	0	0	0	0
0,055	16,024635	0	0	0	0
0,055	16,024635	0	0	0	0
0,055	16,024635	0	0	0	0
0,055	16,024635	0	0	0	0
0,055	16,024635	0	0	0	0
0,055	16,024635	0	0	0	0
0,055	16,024635	0	0	0	0
0,055	16,024635	0	0	0	0
0,055	16,024635	0	0	0	0
0,055	16,024635	0	0	0	0
0,055	16,024635	0	0	0	0
0,055	16,024635	0	0	0	0
0,055	16,024635	0	0	0	0
0,055	16,024635	0	0	0	0
0,055	16,024635	0	0	0	0
0,055	16,024635	0	0	0	0
0,055	16,024635	0	0	0	0
0,055	16,024635	0	0	0	0

.....
0,055	16,024635	0	0	0	0
0,055	16,024635	0	0	0	0
0,055	16,024635	0	0	0	0
0,055	16,024635	4,29164E-05	4,10607E-07	0,001088108	0,550870236
0,055	16,024635	0	0	0	0
0,055	16,024635	0,002977583	2,84883E-05	0,075494095	38,21995373
0,055	16,024635	0	0	0	0
0,055	16,024635	0,001384805	1,32493E-05	0,035110554	17,77521493
0,055	16,024635	0	0	0	0
0,055	16,024635	0	0	0	0
0,055	16,024635	0	0	0	0

.....
0,055	16,024635	0	0	0	0
0,055	16,024635	0	0	0	0
0,055	16,024635	0	0	0	0
0,055	16,024635	0	0	0	0
0,055	16,024635	0	0	0	0
0,055	16,024635	0	0	0	0
0,055	16,024635	0	0	0	0
0,055	16,024635	0	0	0	0
0,055	16,024635	0	0	0	0
0,055	16,024635	0	0	0	0
0,055	16,024635	0	0	0	0

Flux total (kg)

56,54

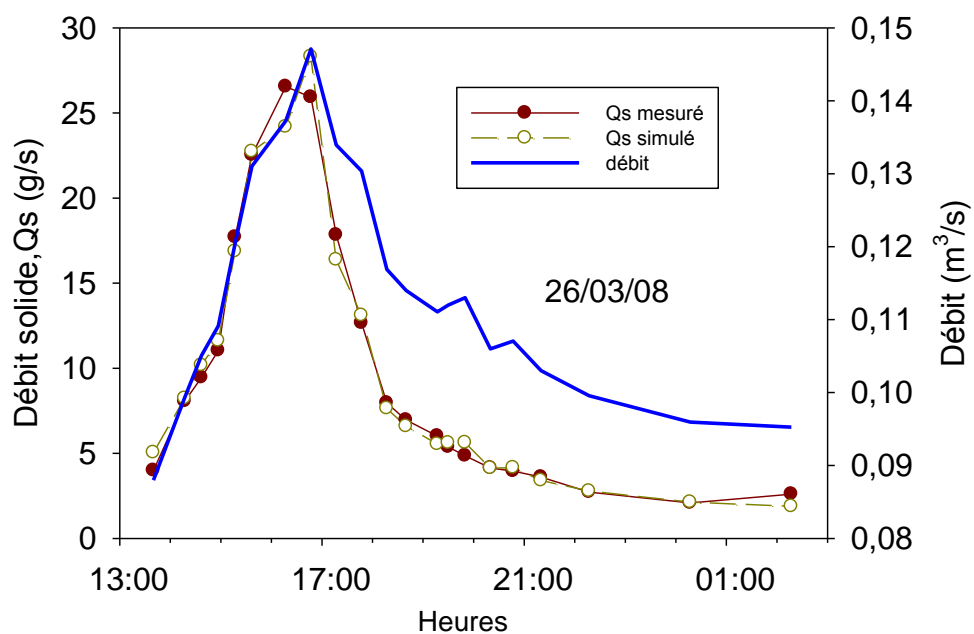
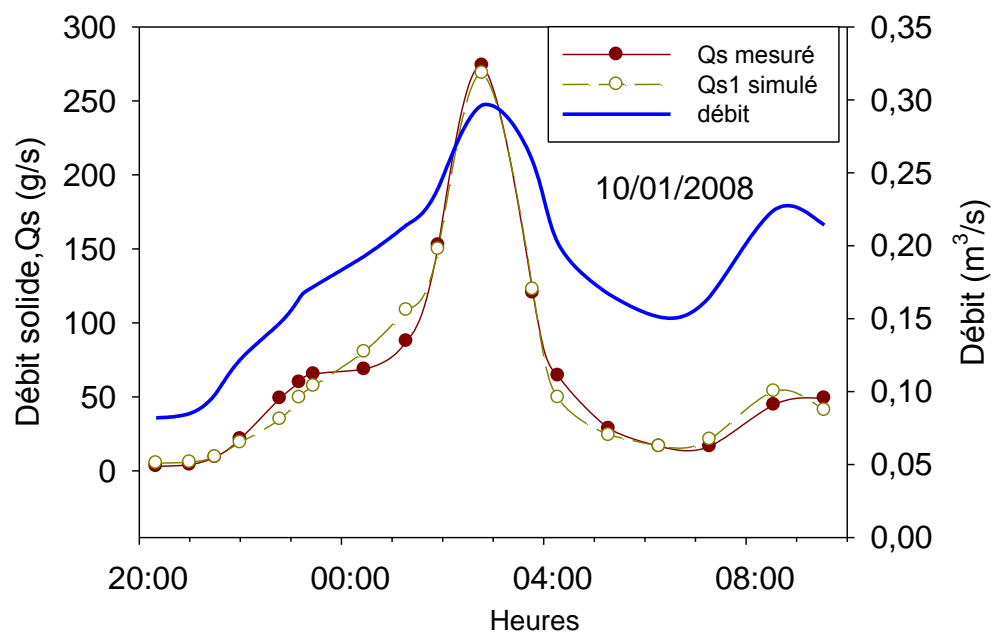
A1.3: Fichier du calcul de frottement par la loi turbulente

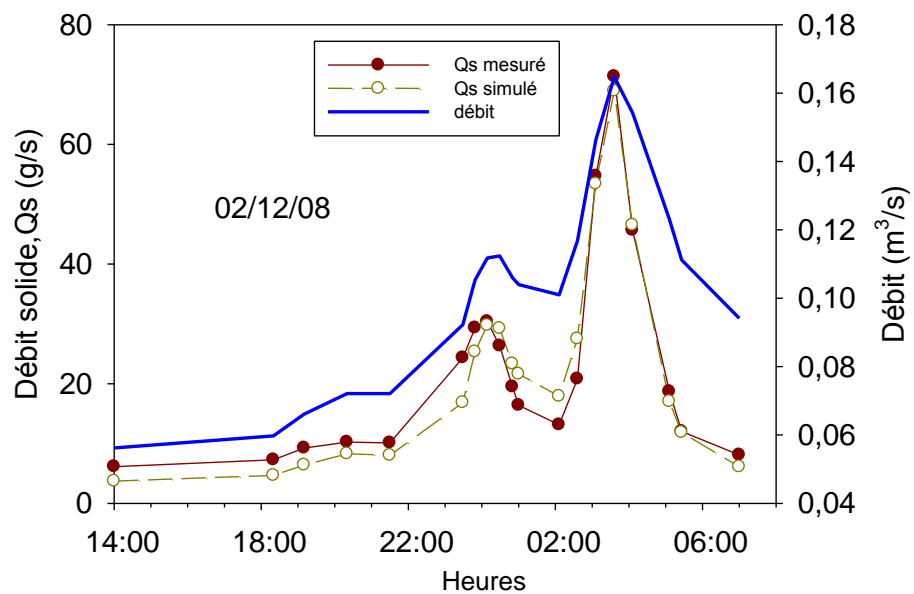
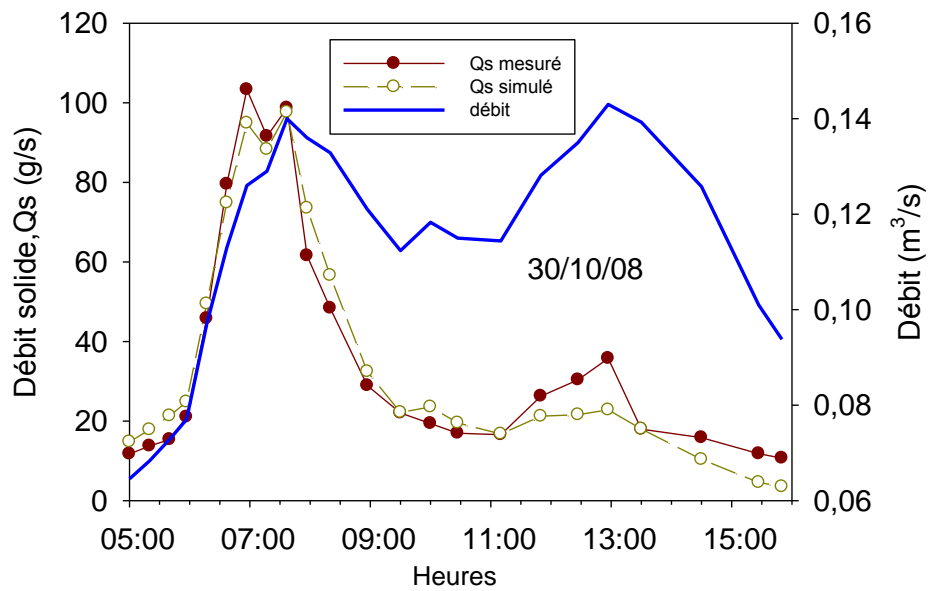
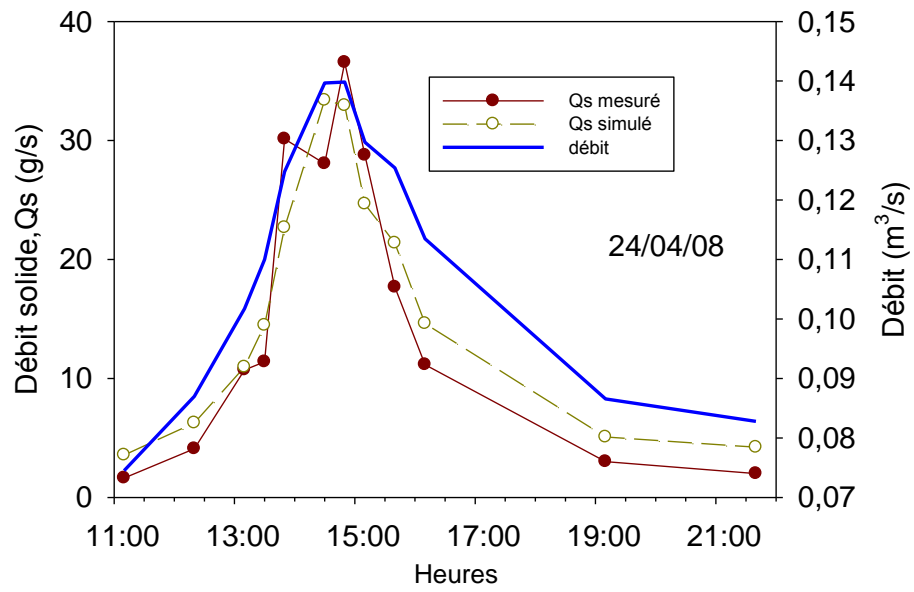
date	Débit	Hauteur	Vitesse	d9 ₀ (m)	τ	τ^*	$(\rho_s - \rho)/\rho$
	l/s	m	m/s		N/m ²		
03/02/2010 12:00	71	0,133	0,63	0,018	30,63	0,11	1,65
03/02/2010 12:10	72	0,133	0,64	0,018	31,61	0,11	1,65
03/02/2010 12:20	71	0,133	0,63	0,018	30,63	0,11	1,65
03/02/2010 12:30	70	0,132	0,63	0,018	30,77	0,11	1,65
03/02/2010 12:40	72	0,133	0,64	0,018	31,61	0,11	1,65
03/02/2010 12:50	71	0,133	0,63	0,018	30,63	0,11	1,65
03/02/2010 13:00	71	0,134	0,63	0,018	30,49	0,10	1,65
03/02/2010 13:10	71	0,133	0,63	0,018	30,63	0,11	1,65
03/02/2010 13:20	68	0,133	0,61	0,018	28,71	0,10	1,65
03/02/2010 13:30	71	0,133	0,63	0,018	30,63	0,11	1,65
03/02/2010 13:40	71	0,133	0,63	0,018	30,63	0,11	1,65
03/02/2010 13:50	70	0,134	0,62	0,018	29,53	0,10	1,65
03/02/2010 14:00	70	0,133	0,62	0,018	29,66	0,10	1,65
03/02/2010 14:10	71	0,133	0,63	0,018	30,63	0,11	1,65
03/02/2010 14:20	70	0,133	0,62	0,018	29,66	0,10	1,65
03/02/2010 14:30	68	0,134	0,6	0,018	27,65	0,09	1,65
03/02/2010 14:40	66	0,133	0,59	0,018	26,86	0,09	1,65
.....
26/02/2010 03:40	217	0,255	0,95	0,018	48,66	0,17	1,65
26/02/2010 03:50	206	0,269	0,85	0,018	37,93	0,13	1,65
26/02/2010 04:00	238	0,285	0,92	0,018	43,18	0,15	1,65
26/02/2010 04:10	282	0,294	1,05	0,018	55,40	0,19	1,65
26/02/2010 04:20	273	0,299	1	0,018	49,84	0,17	1,65
26/02/2010 04:30	306	0,299	1,12	0,018	62,51	0,21	1,65
26/02/2010 04:40	282	0,302	1,02	0,018	51,60	0,18	1,65
26/02/2010 04:50	294	0,298	1,08	0,018	58,22	0,20	1,65
26/02/2010 05:00	255	0,294	0,95	0,018	45,35	0,16	1,65
26/02/2010 05:10	256	0,292	0,96	0,018	46,46	0,16	1,65
26/02/2010 05:20	231	0,288	0,88	0,018	39,30	0,13	1,65
.....
26/02/2010 10:20	152	0,235	0,73	0,018	29,95	0,10	1,65
26/02/2010 10:30	151	0,233	0,73	0,018	30,09	0,10	1,65
26/02/2010 10:40	149	0,231	0,73	0,018	30,22	0,10	1,65
26/02/2010 10:50	153	0,23	0,75	0,018	31,97	0,11	1,65
26/02/2010 11:00	148	0,226	0,74	0,018	31,41	0,11	1,65
26/02/2010 11:10	143	0,225	0,72	0,018	29,80	0,10	1,65
26/02/2010 11:20	146	0,216	0,77	0,018	34,82	0,12	1,65
26/02/2010 11:30	148	0,218	0,77	0,018	34,65	0,12	1,65
26/02/2010 11:40	128	0,218	0,67	0,018	26,24	0,09	1,65
26/02/2010 11:50	142	0,213	0,76	0,018	34,17	0,12	1,65
26/02/2010 12:00	142	0,216	0,75	0,018	33,03	0,11	1,65

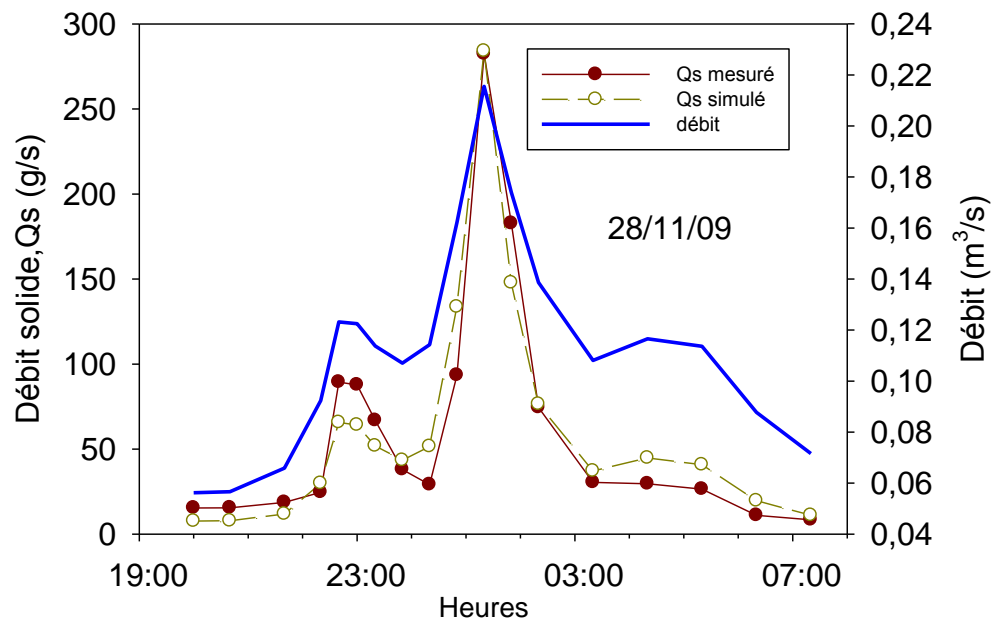
g/v^2	d^*	τ^*	τ	Fr	flux*	flux	flux
		critique	critique			$m^3/m/s$	kg/10mn
3,83E+12	333	0,055	16,02	0,55	0,09	0,00	1192,41
3,83E+12	333	0,055	16,02	0,56	0,10	0,00	1314,45
3,83E+12	333	0,055	16,02	0,55	0,09	0,00	1192,41
3,83E+12	333	0,055	16,02	0,55	0,09	0,00	1209,59
3,83E+12	333	0,055	16,02	0,56	0,10	0,00	1314,45
3,83E+12	333	0,055	16,02	0,55	0,09	0,00	1192,41
3,83E+12	333	0,055	16,02	0,55	0,09	0,00	1175,56
3,83E+12	333	0,055	16,02	0,55	0,09	0,00	1192,41
3,83E+12	333	0,055	16,02	0,53	0,07	0,00	965,85
3,83E+12	333	0,055	16,02	0,55	0,09	0,00	1192,41
3,83E+12	333	0,055	16,02	0,55	0,09	0,00	1192,41
3,83E+12	333	0,055	16,02	0,54	0,08	0,00	1060,46
3,83E+12	333	0,055	16,02	0,54	0,08	0,00	1076,23
3,83E+12	333	0,055	16,02	0,55	0,09	0,00	1192,41
3,83E+12	333	0,055	16,02	0,54	0,08	0,00	1076,23
3,83E+12	333	0,055	16,02	0,52	0,06	0,00	847,52
3,83E+12	333	0,055	16,02	0,52	0,06	0,00	762,31
.....
3,83E+12	333	0,055	16,02	0,60	0,30	0,00	3984,31
3,83E+12	333	0,055	16,02	0,52	0,16	0,00	2190,41
3,83E+12	333	0,055	16,02	0,55	0,23	0,00	3024,10
3,83E+12	333	0,055	16,02	0,62	0,40	0,00	5279,67
3,83E+12	333	0,055	16,02	0,58	0,32	0,00	4201,73
3,83E+12	333	0,055	16,02	0,65	0,51	0,00	6774,36
3,83E+12	333	0,055	16,02	0,59	0,34	0,00	4534,67
3,83E+12	333	0,055	16,02	0,63	0,44	0,00	5858,42
3,83E+12	333	0,055	16,02	0,56	0,26	0,00	3393,37
3,83E+12	333	0,055	16,02	0,57	0,27	0,00	3588,56
3,83E+12	333	0,055	16,02	0,52	0,18	0,00	2400,43
.....
3,83E+12	333	0,055	16,02	0,48	0,08	0,00	1110,89
3,83E+12	333	0,055	16,02	0,48	0,08	0,00	1126,75
3,83E+12	333	0,055	16,02	0,48	0,09	0,00	1142,93
3,83E+12	333	0,055	16,02	0,50	0,10	0,00	1360,70
3,83E+12	333	0,055	16,02	0,50	0,10	0,00	1289,37
3,83E+12	333	0,055	16,02	0,48	0,08	0,00	1092,81
3,83E+12	333	0,055	16,02	0,53	0,13	0,00	1741,45
3,83E+12	333	0,055	16,02	0,53	0,13	0,00	1718,12
3,83E+12	333	0,055	16,02	0,46	0,05	0,00	697,34
3,83E+12	333	0,055	16,02	0,53	0,12	0,00	1652,25
3,83E+12	333	0,055	16,02	0,52	0,11	0,00	1499,32
Flux total (kg)							1112596

ANNEXES A2

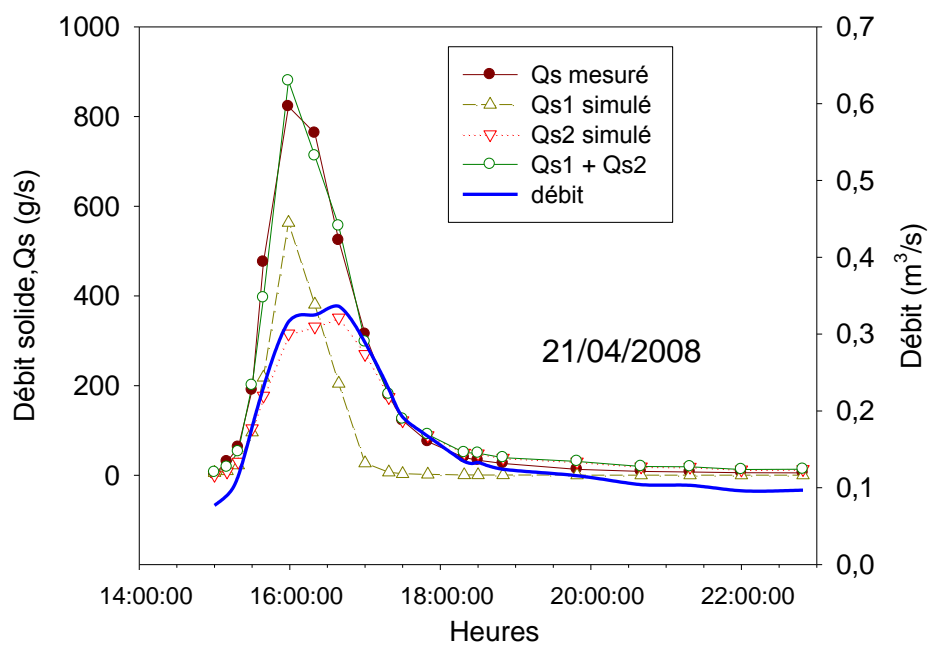
A2.1: Stock limitant des sédiments au fond du cours d'eau

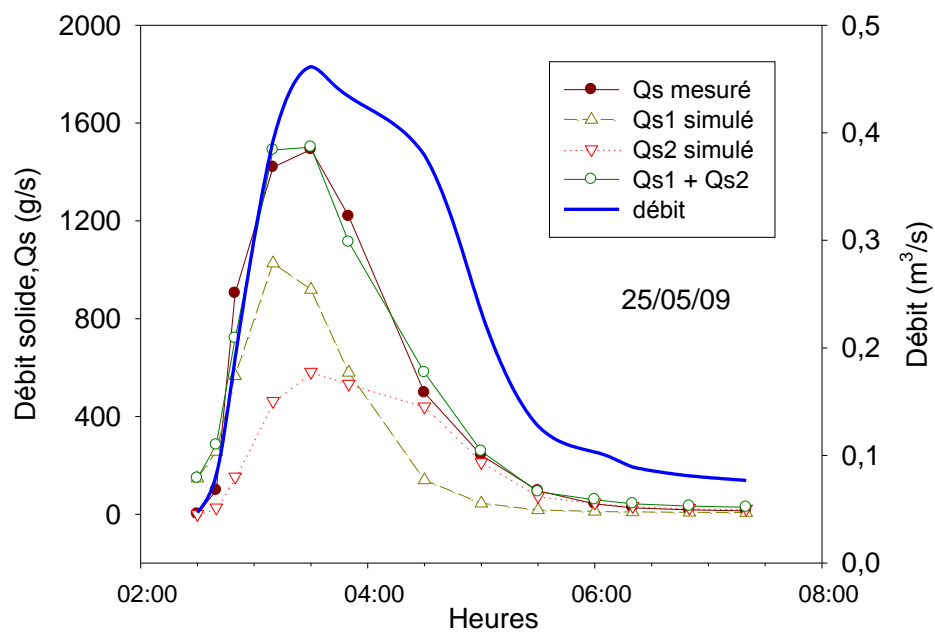
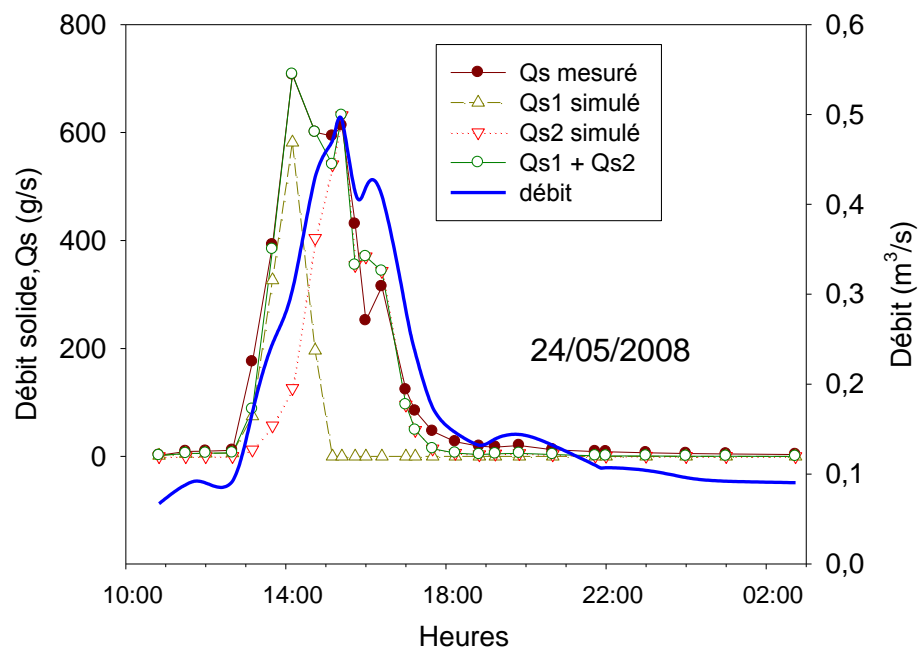


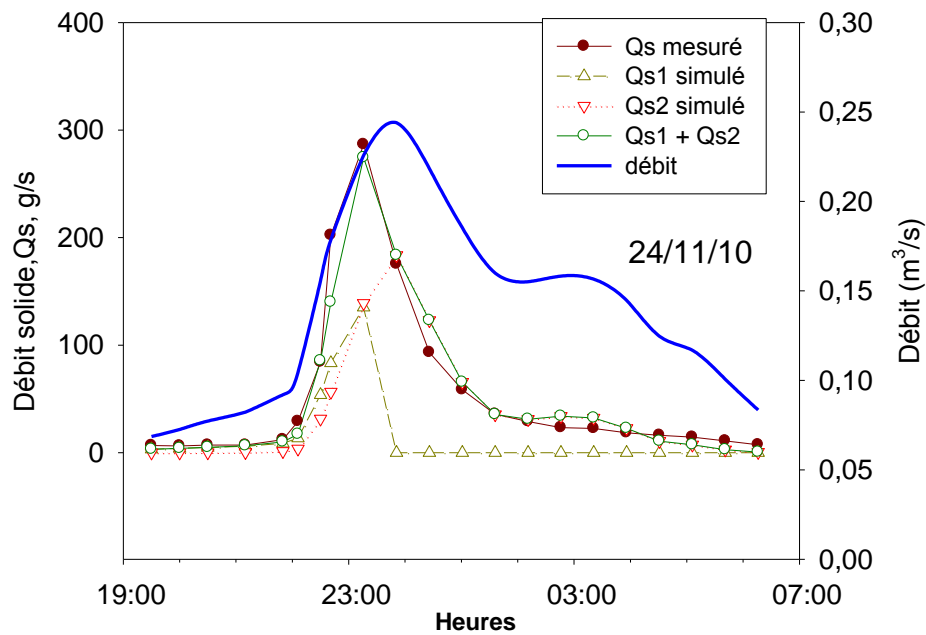
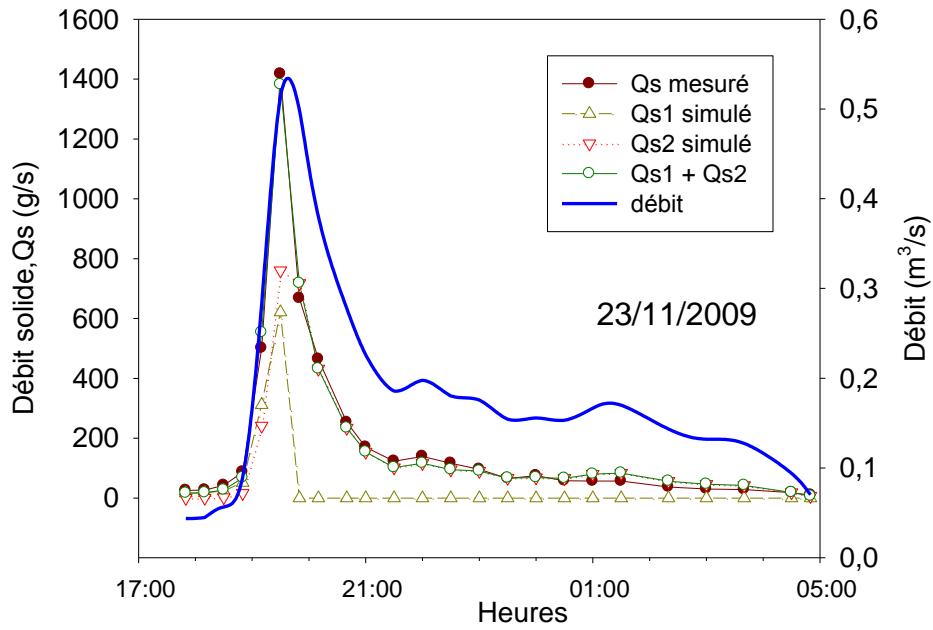




A2.2: Stock limitant des sédiments au fond du cours d'eau et érosion des versants







A2.3 Mise en œuvre sous Excel du modèle

Le modèle faisant appel à de nombreux paramètres de calage (a_1 , b_1 , Q_{c1} , m_0 , m_c , β , a_2 , b_2 , Q_{c2}), il est nécessaire de les estimer de la manière la plus probable possible pour initialiser le modèle et il est nécessaire de conserver des contraintes sur leur estimation tout au long du calage. Ce calage est réalisé par minimisation de l'écart quadratique entre le flux solide mesuré et le flux solide modélisé pour l'ensemble de la crue.

1^{ère} étape : Initialisation des paramètres de calage pour la première source

Nous supposons qu'au début de la crue seule la première source de MES est active, et que la disponibilité des particules est égale à 1.

- a_1 et b_1 sont déterminés par ajustement d'une loi de puissance à la relation entre $Q_s(t)$ et $Q(t)$ au début de la crue. Nous choisissons par essais successifs le nombre de points considérés pour que la corrélation Q_s - Q soit la meilleure.
- Q_{c1} est fixé à la valeur de débit juste au début de la crue, puisque les concentrations de MES réagissent immédiatement à l'augmentation du débit.
- Pour initialiser le paramètre m_0 (masse de sédiments stockés dans le cours d'eau: avant la crue) nous estimons une épaisseur moyenne de sédiments, h , « réaliste » compte-tenu de nos observations de terrain (en général 1 à 2 mm).

$m_0 = hWL\rho_s$, où W [m] est la largeur moyenne du cours d'eau (ici 0,5 m), L est sa longueur (ici 4,9 km), ρ_s est la masse volumique des sédiments (1800 kg/m³).

- m_c doit être inférieur à m_0 , tout en restant du même ordre de grandeur (rapport de 1 à 3) pour que $\varphi(t)$ soit au départ proche de 1 et diminue progressivement.
- β est initialisé égal à 1.

2^{ème} étape : Ajustement du modèle au Q_s mesuré

Les paramètres de calage du modèle étant ainsi initialisés, on calcule à chaque instant $Q_{s1}(t)$ à l'aide des équations 3 et 4, et on utilise le solveur d'Excel pour affiner les paramètres de calage en minimisant l'écart quadratique entre Q_s mesuré et Q_{s1} modélisé.

Si le flux solide $Q_s(t)$ est bien simulé par l'équation suivante, avec $\varphi(t) = 1$ tout au long de la crue, $Q_{s1}(t_i) = a_1[Q(t_i) - Q_{c1}]^{b_1}$, alors le stock de sédiments est considéré comme illimité. Le solveur peut être utilisé pour préciser les paramètres a_1 et b_1 .

Si le flux solide $Q_s(t)$ ne peut être simulé par l'équation précédente, alors le stock de sédiments est considéré comme limité à l'échelle de la crue. $\varphi(t)$ diminue au cours de la crue et peut ou non s'annuler. Le solveur est utilisé pour préciser les paramètres m_0 , m_c et β .

Lorsque malgré l'utilisation du solveur faisant varier les paramètres de calage précédents il est impossible de rapprocher Q_{s1} modélisé de Q_s mesuré, il est nécessaire de faire intervenir la deuxième source de particules. Il faut aussi initialiser le deuxième jeu de paramètres, a_2 , b_2 et Q_{c2} .

3^{ème} étape : Initialisation des paramètres de calage pour la deuxième source

- On détermine la différence entre le flux solide mesuré et le flux solide simulé avec l'hypothèse d'une seule source ($Q_{\text{mesuré}} - Q_{s1\text{simulé}}$), qui correspond au flux solide Q_{s2} issu de la deuxième source (érosion des versants) ;

- Ce flux solide, Q_{s2} , est simulé par l'équation suivante :

$$Q_{s2}(t_i) = a_2[Q(t_i) - Q_{c2}]^{b_2} \cdot \varphi_2(t_i) \quad \text{où } \varphi_2(t_i) \text{ vaut } 1$$

Les coefficients a_2 et b_2 sont déterminés par ajustement d'une loi puissance entre $Q_{s2}(t)$ et $Q(t)$.

- On utilise à nouveau un solveur pour minimiser la somme de l'écart quadratique entre Q_s mesuré et $(Q_{s1} + Q_{s2})$ simulé. Aussi, le solveur est utilisé pour préciser les paramètres m_0 , mc et β , a_2 et b_2 .